

Principios de Edafología

con énfasis en suelos argentinos



Coordinación
Ing. Agr. Marta E. Conti

Editorial
Facultad
Agronomía





PRÓLOGO A LA 2DA. EDICIÓN

Este libro, del cual se presenta ya su segunda edición, constituye una muy interesante contribución al conocimiento, y fundamentalmente a la enseñanza, de la ciencia edatológica.

Su estructura y presentación están realizadas de manera orgánica siguiendo una secuencia lógica y didáctica de las diferentes temáticas tratadas, las cuales se inician con los distintos elementos que componen los suelos, se continúan con su origen y evolución, la morfología y fisiología, sus características físicas, químicas y biológicas, culminando con su clasificación y cartografía.

Estos contenidos, que se exponen en sus aspectos teóricos y experimentales de manera general, son ejemplificados mediante información derivada de los suelos más representativos de la Argentina. Así, el texto resulta especialmente atractivo y útil para todo lector interesado en este cuadro natural, y muy especialmente para los estudiantes de aquellas carreras donde esta disciplina es parte fundamental de su currícula.

La adecuada bibliografía de apoyo, indicada al final de cada capítulo, ofrece la posibilidad de profundizar en aquellos temas en los cuales se podría estar aún más interesado.

De esta forma, su contenido posibilita conocer, comprender y utilizar mejor los suelos y enriquece, de manera significativa, la bibliografía nacional en la materia.

La circunstancia de ser los autores integrantes de una cátedra perteneciente a una prestigiosa facultad garantiza el rigor científico, metodológico y pedagógico de la obra y es representativo del cumplimiento por parte de ellos del compromiso, dedicación y trascendencia social que necesariamente debe tener la actividad docente.

Contenido y autores

Prólogo de la primera edición	VII
Prólogo de la segunda edición	V
1. INTRODUCCIÓN A LA EDAFOLOGÍA - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Cameló	
Definición del marco de referencia	1
Reseña histórica de los estudios edatológicos	1
Campos de estudio de la Edatología	2
Qué es el suelo	2
Relevancia del estudio de la Ciencia del Suelo	3
Bibliografía de apoyo	4
2. CONSTITUYENTES DEL SUELO	
Rocas - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Cameló	
Introducción	9
Clasificación de las rocas	13
Rocas ígneas	13
Rocas sedimentarias	15
Ciclo de las rocas	21
Esquemas simplificados de identificación de algunas rocas	22
Presencia de distintos tipos de rocas en la Argentina	23
Bibliografía de apoyo	24
Minerales - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Cameló	
Introducción	27
Estructuras cristalinas	28
Minerales primarios	28
Minerales secundarios	33
Minerales en la Argentina	41
Bibliografía de apoyo	42
Textura - Ing. Agr. Diego J. Cosenlino	
Introducción	45
Textura y composición granulométrica	47
Composición mecánica - Partículas primarias	47
Clases texturales	51
Superficie específica	53
Métodos de determinación	56
a) Superficie específica	56
b) Análisis de distribución de tamaño de partícula	57
Limitaciones al uso de la ley de Stokes	59
Aspectos prácticos de la textura	62
Textura de suelos argentinos. Ejemplos	63
Bibliografía de apoyo	64
Materia orgánica del suelo - Ing. Agr. Marta E. Comí	
Introducción	67
Origen y composición de la materia orgánica edáfica	68
Naturaleza y propiedades de las sustancias húmidas	76
Clasificación de las sustancias húmidas	79
Complejos húmico-arcilloso	81
Funciones de la materia orgánica en el suelo	82
Contenido de materia orgánica del suelo	84
Contenido de materia orgánica en grandes grupos de suelos de la provincia de Buenos Aires	86
Organismos del suelo - Ing. Agr. Alejandro Costantini	
Introducción	89
El suelo como hábitat para los microorganismos	89

Microorganismos del suelo	91
Estrategias de los microorganismos para la obtención de energía y nutrientes	92
Importancia de la biomasa microbiana en el suelo	93
Macroorganismos o fauna edática	96
Bibliografía de apoyo	101
3. FORMACIÓN Y DESARROLLO DE SUELOS	
Meteorización - Ing. Agr. Lilia Giuffrè de López Camelo	
Introducción	107
Meteorización física o desintegración	108
Meteorización química o descomposición	108
Meteorización biológica	110
Factores que inciden en la meteorización	110
Tipo de meteorización	112
Meteorización y Lixivación	113
Bibliografía de apoyo	113
Factores formadores de suelos - Ing. Agr. Carla Pascale	
Introducción	117
Factores formadores	118
Interrelación entre factores	127
Elecciones de secuencias en la Argentina	129
Bibliografía de apoyo	131
Estructura - Ing. Agr. Martha Palma	
Introducción	135
Niveles de organización estructural	136
Estructura estable	139
Formación y estabilización de la estructura para formar agregados	140
Modelos de unión entre partículas de los agregados	146
Evaluación de la estabilidad de los agregados	148
Problemas de estructura en suelos argentinos	152
Bibliografía de apoyo	156
Densidad de suelos - Ing. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno	
Introducción	159
Densidad real	160
Densidad aparente	161
Bibliografía de apoyo	165
Color, Consistencia, Moteados y Concreciones - Ing. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno	
Color	169
Consistencia	172
Moteados	176
Concreciones	176
Bibliografía de apoyo	176
Perfil del suelo - Prof. Nilda M. Árrigo	
Introducción	179
Nomenclatura de horizontes y capas	180
Diferencias subordinadas dentro de los horizontes principales	182
Elecciones de aplicación de la nomenclatura	183
Elecciones de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina	184
Bibliografía de apoyo	184
4. PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DEL SUELO	
Coloides del suelo - Ing. Agr. María Elvira Comi	
Introducción	189
Teorías y modelos de la doble capa	190
Punto de carga cero	193
Potencial Zeta - Punto isoelectrónico	195
Fuerzas de repulsión y Van der Waals del sistema coloidal del suelo	196
Efecto de flocculación y dispersión sobre la estabilidad de los agregados del suelo y el crecimiento vegetal	198
Bibliografía de apoyo	198
Intercambio de iones - Ing. Agr. Marta E. Conti	
Introducción	201
Origen de las cargas de las partículas del suelo	202
Cationes y capacidad de intercambio de cationes	205
Capacidad de intercambio de aniones	207
Mecanismos del intercambio. Ecuaciones	208
Intercambio iónico. Relación con la acidez del suelo	210
Y la disponibilidad de nutrientes	210
Éjemplo de valores de CEC y cationes intercambiables que caracterizan a suelos argentinos	211
Bibliografía de apoyo	212
Reacción del Suelo - Ing. Agrs. Mirta González, Andrea Segat y Marta E. Conti	
Concepto de acidez y alcalinidad de los suelos - pH	215
Clasificación de acidez	216
Origen de la acidez de los suelos	218
Origen de los H ⁺ y OH ⁻ de la solución del suelo	218
Clasificación de suelos según pH y origen de la acidez	222
Factores que determinan la intensidad de la acidez	223
Efectos del pH sobre algunas características del suelo	224
Éjemplos de pH en series de Suelos Argentinos	225
Capacidad reguladora del suelo	226
Bibliografía de apoyo	228
5. AGUA DEL SUELO	
Aqua del Suelo - Ing. Agr. Silvia Ratto	
Introducción	233
Contenido de agua del suelo y relaciones energéticas	237
Dinámica del agua del suelo	256
Relación agua-suelo-planta-atmósfera	265
Bibliografía de apoyo	268
6. CICLOS BIOGEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS	
Nitrógeno del Suelo - Ing. Agrs. R. Martha Palma y Andrea L. Segat	
Introducción	273
Origen y forma de nitrógeno del suelo	274
Círculo del nitrógeno	275
Círculo interno del nitrógeno en el suelo	282
Evaluación del nitrógeno en el suelo	286
Mecanismos de pérdida y contenido de nitrógeno en Suelos Argentinos	286
Bibliografía de apoyo	289
Fósforo - Ing. Agr. Olga S. Heredia	
Funciones del fósforo	293
Minerales fosfatados	294
Círculos del fósforo	295
Fósforo disponible para las plantas	298
Métodos de evaluación	304
Éjemplos en Suelos Argentinos	308
Bibliografía de apoyo	309

Introducción a la Edafología

Potasio del Suelo - Ing. Agr. María E. Conil	
Introducción	315
Ciclo del potasio en el suelo	316
Dinámica del potasio. Relación cantidad-intensidad	318
Ejemplo en Suelos Argentinos	320
Bibliografía de apoyo	321
Azufre - Ing. Agr. Líaia Giuffré de López Camelio	
Introducción	325
Formas de azufre en agroecosistemas	327
Ciclo del azufre	328
Evaluación	330
Bibliografía de apoyo	332
7. SISTEMÁTICA DE SUELOS	
Procesos pedogenéticos - Ing. Agr. Luis Berasategui e Ing. Agr. Olga S. Heredia	
Introducción	337
Suelos clímax	338
Tipos de evolución	339
Principales procesos pedogenéticos	340
Bibliografía de apoyo	350
Clasificación de suelos - Ings. Agrs. Luis Berasategui, Diego Cosenitino y Prof. Nilda M. Arigo	
Introducción	353
Clasificación americana de 1949 (Thorp y Smith)	354
La taxonomía de suelos de los E.E.U.U.	355
Bibliografía de apoyo	376
8. CALIDAD Y SALUD DE SUELOS - Ing. Agr. María E. Conil	
Introducción	381
Agricultura vs. Salud del suelo	382
Calidad, salud y resiliencia del suelo	383
Uso de indicadores de calidad de suelo	385
Bibliografía de apoyo	386
9. SUELOS ARGENTINOS	
Suelos Argentinos - Lic. Gustavo Moscatelli e Ing. Agr. Inés Puentes	
Introducción	393
Factores formadores	393
Clasificación de los suelos	395
Bibliografía de apoyo	414
10. CARTOGRAFÍA DE SUELOS	
Cartografía de suelos - Ing. Agr. Olga S. Heredia y Prof. Nilda M. Arigo	
Introducción	419
Tipos de mapas	419
Elementos básicos de un mapa	420
Metodología de trabajo para la confección de una carta de suelos	425
Descripción de Dominio Edáfico, Unidades cartográficas	427
Ejemplos de uso en la Argentina	429
Bibliografía de apoyo	430

INTRODUCCIÓN A LA EDAFOLOGÍA

Ing. Agr. Lidia Giuffrè de López, Camelo

Definición del marco de referencia

Edafología: ciencia que estudia la naturaleza y propiedades de los suelos con relación a la producción vegetal. Proviene del griego "edaphos": suelo, y "logos": tratado. En general, se toma como sinónimo de Pedología pero, la diferencia entre pedón y edafón, es que el primero es el suelo en el sentido de piso y, el segundo, suelo que se cultiva.

Reseña histórica de los estudios edafológicos

La explotación de los suelos por el hombre comenzó aproximadamente hace 1.000 años. El hombre se expandió fuera de sus asentamientos en la Mesopotamia y Canaan y llegó hasta China y América en pocos miles de años. Existen registros en China que muestran que la fertilidad de los suelos era utilizada en la determinación de impuestos. El conocimiento de los suelos fue un ejercicio práctico y cotidiano, que fue transmitido con pocas innovaciones hasta el siglo XVIII.

Desde ese momento, la demanda de alimentos en Europa comenzó a aumentar, y el aumento del estándar de vida como resultado de la Revolución Industrial siguió estimulando la demanda de productos agrícolas.

En 1840, von Liebig estableció que las plantas absorbían nutrientes inorgánicos del suelo. En 1850 Way descubrió el proceso de intercambio catiónico de los suelos y, entre 1860 y 1890 Pasteur, Warington y Winogradsky dilucidaron el rol de los microorganismos.

La influencia de la ciencia rusa comenzó a partir de 1870, con la escuela de Dokuchaiev, que diferenció el suelo del material parental. La influencia rusa en Occidente fue notable y contribuyó al estudio de los factores formadores, el perfil y sus capas u horizontes.

En el siglo XX se expandió el área cultivada, comenzó la Revolución Verde y la utilización creciente de fertilizantes y pesticidas con el objetivo de incrementar los rendimientos. En la actualidad la tendencia es tratar de lograr la sustentabilidad de los agroecosistemas.

Campos de estudio de la Edafología

1. Génesis y evolución de los suelos
Estudia el origen de los suelos a partir de las rocas y su evolución hasta llegar, o no, a un estado de equilibrio con las condiciones agroclimáticas del lugar.

2. Morfología

Analiza la descripción del paisaje y las características internas del suelo situado en él.

3. Clasificación

Agrupa a los suelos en categorías de acuerdo a características que van de lo general a lo particular.

4. Relevamiento y Cartografía

Detecta distintas unidades edáficas mediante la observación de perfiles a campo. Esta tarea se conoce con el nombre de relevamiento, levantamiento o reconocimiento y culmina con la confección de un mapa de suelos.

5. Física

Trata lo referente a las partículas primarias, su agrupamiento en agregados, el agua del suelo, su temperatura, porosidad, densidad, consistencia, aireación, color.

6. Físico-química

Estudia fundamentalmente los fenómenos de superficie, asociados con la reacción del suelo y los fenómenos de intercambio iónico.

7. Bioquímica

Estudia los ciclos biogeoquímicos de los nutrientes y su relación con los organismos del suelo.

8. Tecnología

Los conocimientos anteriores se resumen en dos aspectos prácticos de fundamental importancia: el manejo y la conservación de los suelos. El manejo de los suelos implica su uso correcto para los fines de la producción agropecuaria. Comprende desde las distintas aptitudes de los suelos, la elección de los cultivos, formas de labranza, utilización de técnicas como el riego y la fertilización, etc. La conservación del recurso natural suelo tiene trascendencia no sólo técnica, sino también socioeconómica.

¿Qué es el suelo?

Es un **subsistema natural abierto**, que se distingue claramente de la roca inerte que le dio origen por la presencia de vida vegetal y animal, por una organización estructural que refleja la acción de los procesos de pedogénesis (formación de los suelos) y por su capacidad de responder a cambios ambientales. Es tridimensional, y continuamente variable en el espacio y en el tiempo.

Es un **recurso natural limitado**, que puede deteriorarse con un mal manejo. Su formación implica miles o millones de años: un suelo tropical precisa 50.000 años/metro de suelo. En el caso de un suelo de pradera son necesarios 10.000 años/metro de suelo.

Aunque la atmósfera, litosfera, hidrosfera y biosfera pueden ser claramente definidas, sus límites no siempre lo son debido a su continua interacción: el aire está en contacto con las rocas, las rocas están en contacto con el agua, el agua y el aire se mezclan. Cambios muy importantes ocurren en las interfaces, y el suelo que se originará es considerado un **ecotono**, frontera de la vida, y nudillo de los equilibrios ambientales.

La importancia del suelo en los **equilibrios ambientales** se refiere a su rol clásico en cuanto a la nutrición de las plantas, su utilización como receptor de residuos (residuos sólidos urbanos, lodos cloacales, efluentes zootécnicos, residuos industriales) y su acción como filtro respecto a contaminantes, mediante interacción de éstos con partículas orgánicas o inorgánicas, debiendo focalizarse con especial atención el paisaje de sustancias tóxicas a la cadena trófica.

El concepto de **salud de un ecosistema** puede aplicarse al suelo: se refiere a su habilidad para mantener la productividad en el tiempo y bajo cambios agroecológicos que puedan surgir a través de cambios económicos, climáticos o de elección de cultivos, responder a situaciones de estrés y recobrar el equilibrio después de ser disturbado.

La **salud biológica del suelo** se utiliza en un sentido genérico para describir propiedades, procesos y potencialidad del suelo asociados con materiales orgánicos vivos o muertos. Puede considerarse en términos de composición de poblaciones, o procesos cumplidos por organismos.

Relevancia del estudio de la Ciencia del Suelo

Es una disciplina con derecho propio que hace una contribución fundamental a las ciencias agrícolas, forestales, ecología, medio ambiente, geografía, ingeniería civil y arqueología. Las investigaciones acerca de la microestructura de las arcillas pueden ser tan estimulantes intelectualmente como el descifrar un código genético. Deben también ser consideradas de igual importancia para el bienestar del hombre.

Nuestra civilización es dependiente de los metales extraídos del suelo como minerales, y de las materias primas con las que se fabrica energía (carbón, petróleo, gas natural). También se sacan de la tierra los materiales de construcción y los agroecosistemas, exportan productos comerciales originados por acción antrópica.

Es difícil encarar su estudio para satisfacer por igual los requerimientos específicos de pedólogos, ecólogos o geógrafos, considerando las diferencias de comportamiento de ecosistemas naturales o agrícolas pero, debe reconocerse como un recurso natural fundamental, que debe ser manejado de un modo sustentable, preservando tanto su potencial de productividad como otros valores que el hombre puede disfrutar, como los paisajísticos.

La atención pública a respecto a esta ciencia se dirigió a principios de siglo XX. Luego de la Segunda Guerra Mundial, el principal aspecto preocupante fue el crecimiento poblacional y la demanda de alimentos que requerían mayor productividad. En los últimos años los movimientos ecologistas llamaron la atención sobre creciente contaminación de los suelos, debida a factores naturales o antropogénicos.

Todavía existen muchos problemas por resolver, de identidad diferente en países desarrollados o en vías de desarrollo, con antinomias entre productividad y preservación del ambiente. La producción agropecuaria evolucionó con un desarrollo científico y tecnológico que requerirá mayores conocimientos de los suelos que los actualmente existentes. Esto plantea un desafío a los edafólogos, y a ustedes, los estudiantes de hoy e ingenieros del tercer milenio.

Constituyentes

Suelo

Bibliografía de apoyo

- SEQUI, P.** 1991. Chimica del suolo. Patron Editore, Bologna.

CLEENPUT VAN, O. 1993. Fertilization, sustainable agriculture and preservation of the environment. Proc. FAO/IAEA Soil-plant aspects of sustainable agriculture: 3-16.

WHITE, R.E. 1985. Introducción a los principios y práctica de la Ciencia del Suelo. Blackwell, Oxford.

PARK, J. S.H. COUSINS. 1995. Soil biological health and agro-ecological change. Agriculture, Ecosystems and Environment 56:137-148.

TINKER, P.B. 1985. Soil Science in a changing world. *Journal of Soil Science* 36:1-8.

Rocas

Minerales

Materia Orgánica

Organismos del suelo

ROCAS

Temario

1. Introducción

- 1.1 La Tierra, un misterio bajo nuestros pies
- 1.2 Formación de los suelos
- 1.3 Clasificación geológica del material parental
- 1.4 Roca Madre

2. Clasificación de las rocas

2.1 Rocas ígneas

- 2.1.1 Por su origen
- 2.1.2 Por su composición química
- 2.1.3 Clasificación combinada

2.2 Rocas Sedimentarias

- 2.2.1 Clasificación de rocas sedimentarias por su origen

2.3 Rocas metamórficas

- 2.3.1 Clasificación por el ordenamiento de sus componentes

2.4 Clasificación de Gerasimov

3. Ciclo de las rocas

4. Esquemas simplificados de identificación de algunas rocas

5. Presencia de distintos tipos de rocas en la República Argentina

ROCAS

Ing. Agr. Lilia Griffé de López Camelo

OBJETIVOS

- Presentar la diversidad de rocas que componen la litosfera
- Conocer la relación entre la roca madre y el suelo

1. Introducción

1.1 La Tierra, un misterio bajo nuestros pies

En muchos aspectos, se sabe más de los espacios siderales que de lo que ocurre bajo nuestros pies. Las perforaciones efectuadas en la corteza terrestre representan apenas un rasguño en un globo cuyo radio es de 6370 km.

La porción sólida de la tierra se denomina litosfera y está compuesta por rocas y minerales. Gracias a las cualidades del agua y aire, la tierra está poblada por infinidad de organismos que comprenden la biósfera.

Las recientes vistas tomadas desde el espacio muestran con claridad manchas irregulares compuestas por los continentes, que constituyen alrededor del 40% de la corteza terrestre. Las principales características estructurales terrestres, son entonces, las masas continentales y las cuencas oceánicas.

La corteza terrestre ocupa aproximadamente los 40 km superiores de la Tierra, y es una capa relativamente delgada que cubre al manto, una zona de 2880 km de espesor de roca muy densa. El manto rodea al núcleo terrestre, cuyo diámetro es de 6990 km. El núcleo consta de una parte exterior, al parecer líquida, y un núcleo interno sólido. La doble naturaleza del núcleo está basada en estudios geofísicos que miden el comportamiento de las ondas sísmicas al llegar al centro de la Tierra.

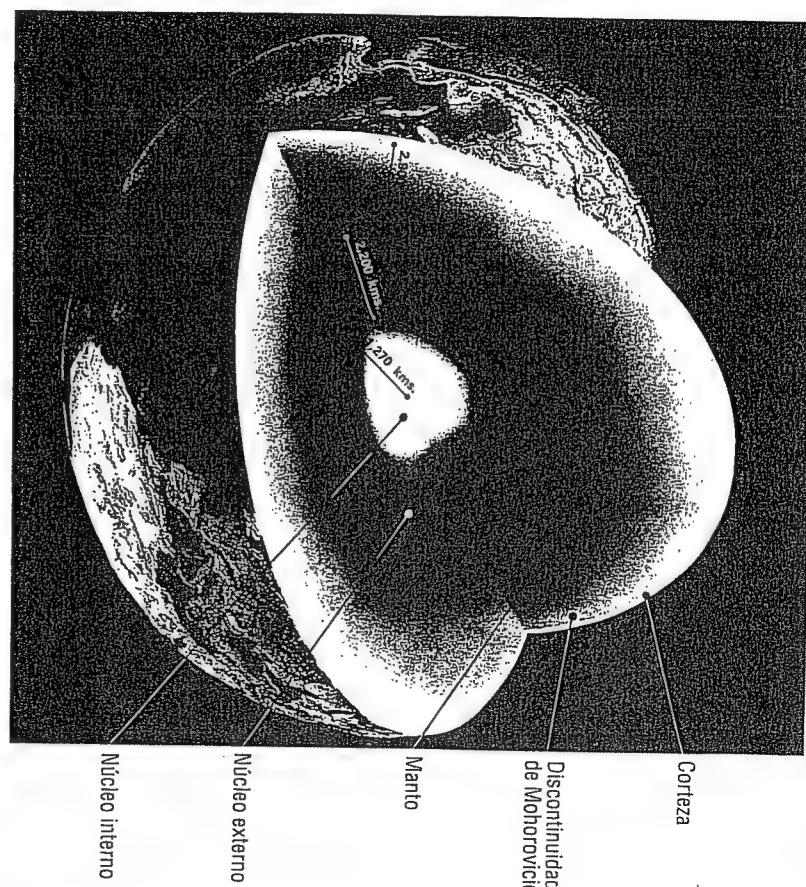
Sólo la parte superior del manto, hasta una profundidad de 1000 km es activo, donde se forma el magma que luego sube hacia la superficie, y también origin de los movimientos y cambios de volumen de la materia, que se manifiestan en la superficie por movimientos y deformaciones de la corteza terrestre. Los cambios producidos en la tierra durante millones de años han sido producidos por procesos de erosión, tectónicos y de vulcanismo.

La erosión afecta la capa terrestre superficial y produce transporte de materiales por aire o agua, y su deposición en otras áreas.

En la corteza terrestre existen 92 elementos químicos. Al establecer las combinaciones posibles, se encuentran más de 2000 minerales en la formación de los suelos. Sin embargo, pocos son los elementos y minerales importantes.

Alejados del 98% de la corteza está formada por 8 elementos químicos, de los cuales sólo dos: el oxígeno y el silicio, constituyen cerca del 75%.

	%
Oxígeno	46,6
Silicio	27,7
Aluminio	8,1
Hierro	5,0
Calcio	3,6
Sodio	2,8
Potasio	2,6
Magnesio	2,1



Dibujo de "El Correo de la Unesco".

Se llaman tectónicos a los movimientos de partes sólidas de la corteza, que se manifiestan por el levantamiento y hundimiento de la superficie del globo a un ritmo lento, la abertura de los estratos en pliegues, la formación de fracturas, la deriva continental, etc.

El vulcanismo se refiere al movimiento de materiales fundidos dentro y hacia la superficie de la tierra.

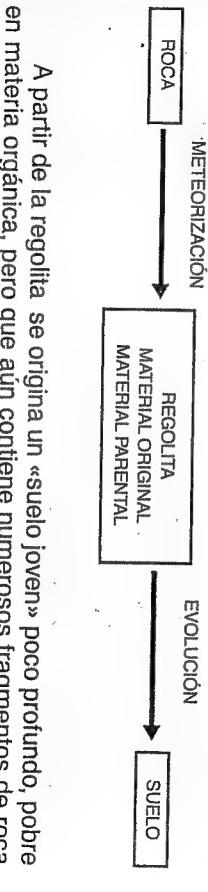
Los procesos dinámicos de la corteza se han repetido incontables veces durante su historia, y tienen lugar todavía hoy. La Tierra no es el planeta pasivo y estable que parece ser; lejos de ello, este dinámico globo de aire, tierra y agua es modificado sin cesar por las numerosas fuerzas que operan tanto dentro como en su superficie.

Los minerales constituyentes de la corteza terrestre son sólidos formados inorgánicamente con elementos específicos, dispuestos en una ordenación característica, compuestos de composición química y propiedades físicas definidas. Las rocas suelen contener varios minerales diferentes.

1.2 Formación de los suelos

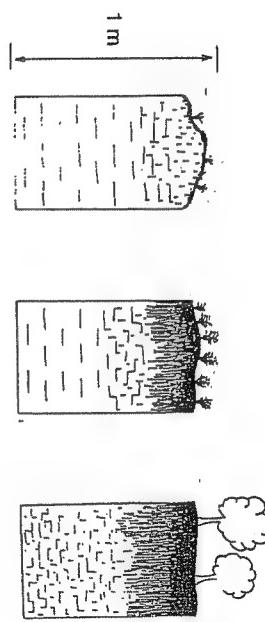
Las rocas y minerales que cubrían la capa superficial de la faz de la tierra sufrieron a lo largo de los tiempos geológicos una serie de modificaciones y sobre el material resultante se han originado los suelos.

La acción de meteorización de la atmósfera, hidrosfera y biosfera, unida a acciones volcánicas y tectónicas produjo a partir de dichas rocas un residuo generalmente no consolidado que se denomina regolita, material original o material parental.



A partir de la regolita, se origina un «suelo joven» poco profundo, pobre en materia orgánica, pero que aún contiene numerosos fragmentos de roca madre.

A través del tiempo, el suelo que sigue evolucionando es generalmente profundo, rico en materia orgánica, pudiendo diferenciarse en su perfil distintas capas u horizontes.



1.3 Clasificación geológica del material parental

El material parental puede ser de dos tipos:

Residual o sedentario: el suelo se desarrolla en el sitio original en que se encuentra la roca. Ejemplo: suelos rojos de áreas húmedas y cálidas, desarrollados con un largo e intenso proceso, con colores debidos a óxidos de hierro.

Transportado: el material original se desplaza, transportado por distintos agentes (agua, viento, hielo, etc.) hasta su deposición en otro sitio. Ejemplo: suelos formados sobre materiales fluviales, eólicos o glaciares.

1.4 Roca Madre

Los suelos tienen su origen en la disgregación de las rocas que forman la corteza terrestre, constituyendo entonces, su materia prima en el proceso de formación. Si bien una roca y un suelo son fácilmente diferenciables, existen características, sobre todo de composición química, presentes en las rocas y que luego pueden encontrarse en los suelos. Sobre esta base, puede entenderse por qué es necesario el **estudio** de las rocas para comprender, luego, las características del suelo derivado.

Se entiende por rocas a los agregados minerales que en forma de masa geológicamente independiente constituyen parte integrante de la litosfera o corteza terrestre (litos: piedra).

A diferencia de los minerales que tienen una composición química definida, las rocas son mineralógicamente heterogéneas en la mayor parte de los casos; constituyen el resultado de un agregado de uno o más minerales distintos, como se puede constatar con el simple examen a ojo desnudo de un trozo de granito.

Todas las rocas se han originado a partir de la **solidificación del magma**, que es una solución de silicatos complejos, con aproximadamente 5-6 por ciento de agua y menor porcentaje de componentes gaseosos.

2. Clasificación de las rocas

De acuerdo con su geohistoria las rocas se clasifican en tres grupos: ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Las rocas **ígneas**, también llamadas magmáticas, provienen del enfriamiento y consolidación del magma ígneo, que se encuentra en estado fluido. Son las rocas originales o primarias.

Las rocas **sedimentarias** son sedimentos consolidados o no consolidados, producidos por transformación de otras rocas.

Las rocas **metamórficas** se forman por acción de altas presiones o elevadas temperaturas, o de ambos agentes simultáneamente, sobre las rocas ígneas o sedimentarias.

2.1 Rocas ígneas

Son rocas primarias, de aspecto cristalino, con sus constituyentes no estratificados, sin restos fósiles. Su nombre proviene del latín *ignis* (fuego). Son más abundantes en las profundidades de la tierra.

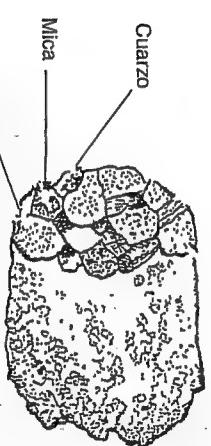
Estas rocas se pueden clasificar según dos criterios:

- Por su origen.
- Por su composición química.

2.1.1. Por su origen

Se basa en la posición del magma respecto a la superficie terrestre.

Intrusivas o plutónicas: el magma solidifica lentamente en el interior de la tierra ya que las diferencias de temperatura no son pronunciadas y se pueden formar entonces cristales grandes, visibles a simple vista, que dan origen a la textura granitoide, con mayor tiempo de enfriamiento. Ejemplo: granito



Extrusivas o volcánicas: la roca solidifica cuando el magma fluye hacia la superficie de la tierra. Puede salir a través de los cráteres de volcanes o por grandes fisuras o grietas.

La mayor erupción volcánica conocida fue la del Krakatoa (1813). Sus cenizas se distribuyeron en 300 000 millas cuadradas, se generaron olas de más de 100 metros y murieron 36.000 personas.

Cuando el magma llega a la superficie, pierde sus gases y se enfria rápidamente, resultando en una textura microscópica con cristales pequeños, no visibles a simple vista. Ejemplo: basalto

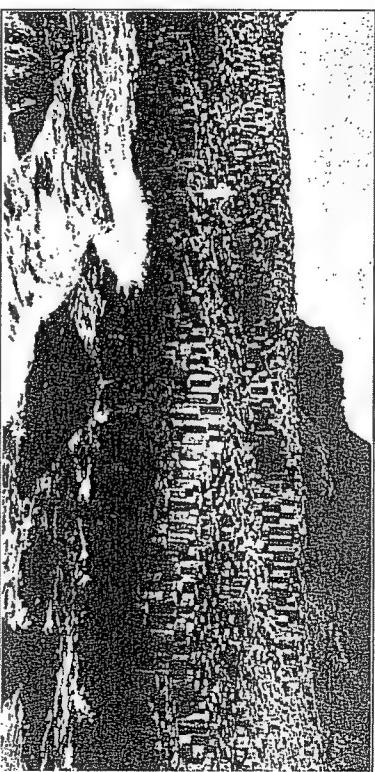
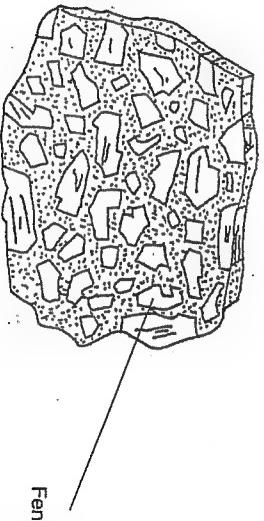


Foto British Travel and Holidays Association
"El Correo de la Unesco"

"El Camino de los Gigantes" que se ve aquí, levantado en la costa de Antrim en el norte de Irlanda, constituye una notable colección de rocas basálticas, algunas de seis metros de alto, formadas por la solidificación de la lava en el mar.



Hipabásicas: son tipos intermedios que se producen cuando el proceso de cristalización comienza con un enfriamiento lento para finalizar rápidamente. Pueden encontrarse así cristales grandes dentro de una masa de textura microlítica. Se habla en estos casos de una textura porfíroide. Ejemplo: pórfito

Existe una tercera clasificación que es la resultante de la combinación de las clasificaciones por origen y química; en ella se tendrán doce familias de rocas derivadas de los tipos químicos y genéticos, como se resume en el siguiente esquema:

TIPO GENÉTICO	
Plutónicas	Hipabásicas
Ácidas	Pórfido granítico
Granito	Riolita
Semibásicas	Pórfido sienítico
Sienita	Traquita
Básicas	Pórfido diorítico
Diorita	Andesita
	Dolerita
	Basalto

2.2 Rocas Sedimentarias

Se originan por procesos geológicos que operan en la superficie de la tierra o cerca de ella. Comprenden casi el 75% de las rocas que están expuestas en la superficie terrestre.

2.1.2 Por su composición química

Se agrupan en cuatro tipos, según sus contenidos porcentuales de SiO_2 ; esta clasificación es más valiosa que la anterior desde el punto de vista de los suelos.

TIPO DE ROCA	% DE SiO_2
Ácida	> 66
Semiácida	66-58
Semibásica	58-52
Básica	52-44

Las rocas ácidas son claras, de menor densidad, alto contenido de Si y básicas son oscuras, pesadas, con bajo contenido de silicio y potasio y alto contenido de Fe y Mg.

Los suelos derivados de rocas ácidas tendrán meteorización lenta, textura gruesa, bajo contenido de nutrientes; los derivados de rocas básicas, tendrán en cambio, alto contenido de nutrientes, textura fina y elevada velocidad de meteorización.

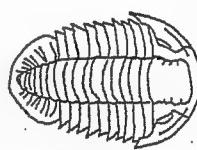
Clasificación combinada

Existe una tercera clasificación que es la resultante de la combinación de las clasificaciones por origen y química; en ella se tendrán doce familias de rocas derivadas de los tipos químicos y genéticos, como se resume en el siguiente esquema:

TIPO	TIPO GENÉTICO
Hipabásicas	Hipabásicas
Plutónicas	Pórfido granítico
Ácidas	Riolita
Semibásicas	Pórfido sienítico
Sienita	Traquita
Básicas	Pórfido diorítico
Diorita	Andesita
	Dolerita
	Basalto

Son secundarias y sus principales características son:

- generalmente presentan restos fósiles. Ejemplo: Trilobita



</

- a) **Compactación:** el peso de la capa de material hace que las partículas se dispongan en forma tal que dejan el mínimo espacio entre ellas.
- b) **Cimentación:** las partículas compactadas se unen por la acción de algún compuesto que actúa de cementante: silicatos, óxidos de hierro o carbonatos.
- c) **Recristalización:** se forma una trama que une firmemente los gránulos.

2.2.1 Clasificación de rocas sedimentarias de acuerdo a su origen

- A.Orgánicas o Biológicas:** depositadas por acción de plantas o animales
- No combustibles o acaustobiolitas. Ej.: conchilla y caliza fósilifera (CaCO_3)
 - Combustibles o caustobiolitas. Ej.: turba, lignita y carbón.

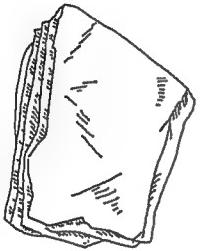
B.Químicas:

se forman a partir de materiales disueltos en agua.

x) Evaporitas (a partir del agua de mar): sulfato de calcio ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); NaCl ; KCl ; MgCl_2 .

xx) Precipitados: rocas fosfatadas, férricas, síliceas, calcita (Ca CO_3), y dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$).

C.Clásticas o detriticas: están compuestas por fragmentos de rocas derivadas de la descomposición o desintegración de rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas. Sus partículas son de tamaños variados: grano grueso, grano mediano y grano pequeño.



Pizarra (grano pequeño)

	SUELLOS		CONGLOMERADOS	
	Grano grueso (Psíarticas)	Cantos rodados Escombros	Grano mediano (Psamíticas)	Arenas
Rocas clásticas				
	Grano fino (Pelíticas)	Loess	Arenas	Areniscas silíceas Areniscas calcáreas Areniscas ferruginosas
		Arcillas		Esquistos arcillosos Pizarras arcillosas

Loess

Es una roca sedimentaria clástica, no-coherente y de grano pequeño. En su constitución entran partículas de arcilla, limo y arena fina. Presenta cuarzo, feldespatos, vidrio volcánico y fragmentos de andesita.

Tiene apariencia pulverulenta, de color amarillento-ocre, formando depósitos macizos, sin estratificaciones.

Se encuentra en la región pampeana, planicies de USA, región de Ucrania y llanuras de China.

Dan origen a suelos muy productivos ya que poseen suficiente Ca y otros minerales, como también óptimas condiciones físicas.

En la Argentina el loess se encuentra distribuido desde el SO hasta el NE en la provincia de Entre Ríos. Luego de la orogenia andina, las andesitas y tobas fueron erosionadas por el agua, transportadas y depositadas en planicies de inundaciones de los ríos Negro y Colorado. Esos depósitos fueron luego transportados por el viento, quedando los más gruesos en el oeste.

2.3 Rocas metamórficas

Son de carácter secundario ya que se originan por transformación de otras rocas (ígneas y sedimentarias), sometidas a altas temperaturas y presiones. Esto produce grandes cambios físicos, químicos y a veces mineralógicos, y la modificación es a veces tan profunda que no se pueden reconocer las rocas originales.

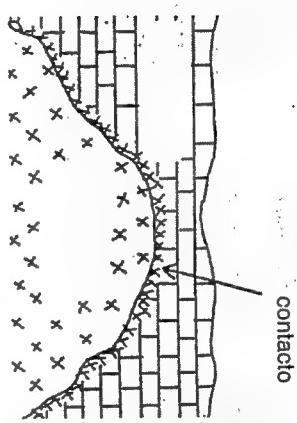
Agentes:

Calor: temperaturas 100-800 °C.

Presiones: por peso de las rocas

Tipos:

De contacto: en una distancia limitada, por ejemplo, por contacto con un cuerpo ígneo.



El gneiss es de grano grueso, altamente metamorfizada, caracterizada por bandas alternadas oscuras de biotita y grafito.

No foliadas: típicamente masivas, sin foliación.

La cuarcita es una arenisca silícea metamorfizada, compuesta por una masa cristalina de granos de arena cementada.

El mármol es una caliza metamorfizada. Cuando es puro es de color blanco, pero las impurezas le imparcen variados colores.

ROCA ORIGINAL ROCA METAMÓRFICA

granito	gneiss
ígneas microlíticas	esquistos
arenisca	cuarciela
caliza	mármol

2.4 Clasificación de Gerasimov

Esta clasificación posee un valor especial ya que tiene en cuenta a la roca como formadora de suelo.

2.3.1 Clasificación por el ordenamiento de sus componentes	Regional: en áreas extensas, por ejemplo, deformaciones estructurales al producirse formación de montañas.
La disposición de los cristales durante el metamorfismo resulta en dos tipos básicos de rocas: foliadas y no foliadas.	

Foliadas: los minerales se disponen en capas o bandas



3. Ciclo de las rocas

Los esquistos son rocas de grano medio a grueso, con minerales micáceos, típicamente foliadas.

esquistos

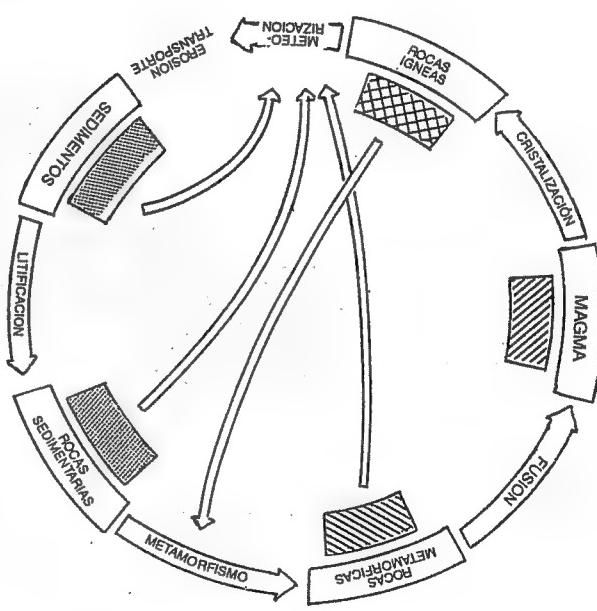
gneiss

Macizas cristalinas	Igneas
Sedimentarias	Metamórficas
	Consolidadas: el sedimento es coherente Ej.: arenisca No consolidadas o muebles. Ejemplo: loess

Como formadoras de suelo en orden de importancia se ubican:

- 1.- Sedimentarias, no consolidadas.
- 2.- Sedimentarias, consolidadas.
- 3.- Macizas cristalinas.

Es así que existe un ciclo de las rocas, cuyo punto inicial es el magma ígneo, punto clave de la cadena que conecta las rocas actualmente presentes con las rocas de la corteza terrestre primitiva.



Cristalinas	isotrópicas	Blandas	blanca muy densa verde bandas oscuras y claras platíforme	calcita mármol serpentina gneiss esquisto
	anisotrópicas	Duras	granos en forma de aguja cristales gruesos uniformes mezcla de tamaños cristales finos oscurea	anfibol granito andesita basalto pizarra filita
anisotrópicas	Sedimentarias	LITIFICACIÓN	rocas sedimentarias	felsita limolita
	Duradas	EROSIÓN	ROCAS IGNEAS	METAMORFISMO
Duradas	isotrópicas	Estructura débil	isotrópicas	isotrópicas
	anisotrópicas	plateada	Dura, caract. volcánicas	Blanda

5. Presencia de distintos tipos de rocas en la Argentina

1. Patagonia: área de levantamiento y erosión, con sedimentos marinos y continentales depositados sobre rocas cristalinas antiguas. El basamento cristalino está cubierto por espesos mantos basálticos que forman terrazas escalonadas y cantos rodados que las recubren.

2. Pampasia: área de hundimiento colmada por una cubeta cuaternaria con sedimentos de distintos orígenes:

- marino: el mar penetró durante el Mioceno hasta el Chaco y Sierras Subandinas.
- fluvial: aporte de distintos ríos.
- loess: predominante en la región pampeana.

Un ejemplo simplificado para algunas rocas es el siguiente:

4. Esquemas simplificados de identificación de algunas rocas

Asignar el correcto nombre geológico a los materiales requiere no sólo un buen entrenamiento en petrografía sino, a veces, exámenes petrográficos en láminas delgadas para clasificar las rocas.

Por sus límites veces subjetivos, los esquemas simplificados no son infalibles. Pueden utilizarse características como dureza (posibilidad de rayar con un cuchillo), textura, isotropía (direccionalidad de las propiedades).

Un ejemplo simplificado para algunas rocas es el siguiente:

Hay afloramientos de granitos y pórfiros muy antiguos en Tandilia y Ventania.

3. Misiones: meláfiro (basaltos antiguos), rocas efusivas básicas.

4. Cordillera: rocas cristalinas de vulcanismo del terciario (andesitas).

5. Islas Malvinas: gneiss, esquistos metamórficos y granito.

6. Antártida: esquistos, gneiss, porfiritas y areniscas.

5.1 Rocas de importancia económica

Mármol (construcciones, ornamentaciones): en Córdoba, San Luis y Río Negro. En la Puna hay aragonita (mármol blanco), travertino (color amarillo a pardo debido a su contenido en óxido férrico) y ónix (calcita con colores variados, única en el mundo).

Basalto (obras viales): abundante en Córdoba, San Luis, Entre Ríos (presa de Salto Grande).

Caliza y dolomita: materia prima de cal y cemento. La mayor producción se encuentra en Olavarría.

Serpentina (mosaicos y revestimientos): rica en olivino, colores verde a negro, con motas amarillentas). Las provincias proveedoras son Córdoba, Mendoza y San Juan.

Granito (construcción, obras viales). Principal productora: provincia de Buenos Aires.

Laja (construcción): en San Juan, Salta y Jujuy, Prov. de Buenos Aires.

Bibliografía de apoyo

- PHILPOTTS, A.R. 1989. Petrography of igneous and metamorphic rocks. Prentice Hall, USA.
- ORTIZ VILLANUEVA, B., C. ORTIZ SOLÓRIO. 1990. Edafología. Chapingo.
- BRADY, N. C. 1990. The nature and properties of soil. Mc Millan (ed) New York.
- GOODMAN, R. E. 1989. Introduction to rock mechanics.
- CARMICHAEL, R. S. CRC. 1990. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, Boca Raton.
- MATTHEWS, W. 1982. Geology made simple. Doubleday, New York.

MINERALES

Temario

1. Introducción
2. Estructuras cristalinas
 - 2.1 Unidades estructurales básicas de los minerales
3. Minerales primarios
 - 3.1 Cuarzo, SiO_2
 - 3.2 Carbonatos
 - 3.3 Apatita
 - 3.4 Minerales silicatados
 - 3.5 Distribución de minerales primarios en las rocas
4. Minerales secundarios
 - 4.1 Características
 - 4.2 Clasificación
 - 4.2.1 Minerales no silicatados secundarios
 - 4.2.2 Minerales arcillosos silicatados
 - 4.2.2.1 Disposición laminar
 - 4.2.2.2 Susitución isomórfica
 - 4.2.2.3 Arcillas bilaminares
 - 4.2.2.4 Arcillas trilaminares
 - 4.2.2.5 Arcillas tetralaminares
 - 4.2.3 Minerales interestratificados
 - 4.2.4 Minerales arcillosos amortos
 - 4.3 Origen de las arcillas
 - 4.3.1 Arcillas heredadas
 - 4.3.2 Arcillas de transformación
 - 4.3.3 Arcillas de neoformación
 5. Minerales en la Argentina

MINERALES

Ing. Agr. Lidia Giuffr   de López Camelo

OBJETIVOS

- Conocer la estructura de los minerales de interés edafológico.
- Relacionar la mineralogía con propiedades de los suelos.

1. Introducción

Se da el nombre mineral a todo cuerpo o sustancia producida por procesos inorgánicos que presenta un carácter homogéneo y que forma parte de la corteza terrestre. Por lo general, los minerales están formados por dos o más elementos químicos pudiendo su composición ser expresada mediante una fórmula.

Las propiedades de los minerales son:

- inorgánicos, no derivan de sistemas vivos
- definida composición química
- cristalizados, poseen un arreglo interno ordenado
- características físicas, como: dureza, color, brillo, clivaje

Se conoce un gran número de minerales pero tan sólo unos pocos constituyen las rocas que intervienen en la formación de los suelos. En Edafología tiene importancia el estudio de rocas y minerales pues la totalidad de los constituyentes sólidos inorgánicos del suelo no son más que fragmentos de minerales y sus productos de alteración.

Las rocas son agregados o mezclas de minerales pero existen rocas, como la caliza, formadas por un sólo mineral que es la calcita; en cambio, el granito contiene tipicamente tres minerales: cuarzo, feldespato y mica.

Los minerales formadores de suelo pueden reunirse esencialmente en dos grupos:

- Minerales primarios
- Minerales secundarios

Los primarios comprenden a todos aquellos minerales que forman las rocas y algunos son tan persistentes que permanecen inalterables. Se encuentran en mayor proporción entre las part\xedculas gruesas (arena), son pobres en nutrientes y forman el esqueleto del suelo.

Los secundarios resultan de la alteración o descomposición de los minerales primarios menos resistentes. Su génesis es un atributo del suelo.

2. Estructuras cristalinas

Se dice que un cristal es un ordenamiento de iones o átomos que se repiten a intervalos regulares en las 3 dimensiones del espacio.

El oxígeno es el componente mayoritario de los minerales, constituyendo aproximadamente el 50% en peso. Dado su gran radio iónico, más de 3 veces superior al del silicio, en volumen constituye aproximadamente el 90%.

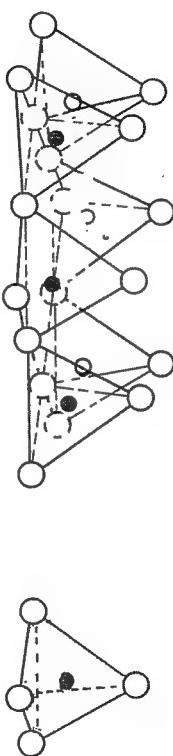
Dentro de la estructura cristalina, un ion se rodea de otros de cargas opuestas. El número de iones que pueden rodear a uno central recibe el nombre de **número de coordinación** y depende de la relación entre los radios del ion central y de los que lo rodean.

El número de coordinación determina la **configuración**: tetraédrica, octaédrica, etc.

2.1 Unidades estructurales básicas de los minerales

3. Minerales primarios

Unidad	Catión central	Radio iónico (A)	Nº de coordinación
Tetraedro	Si ⁴⁺ Al ³⁺	0,42 0,51	4
Octaedro	Al ³⁺ Mg ²⁺ Fe ²⁺	0,51 0,76 0,74	6 6 6



Tetraedros de silicio

La polimerización de tetraedros compartiendo oxígenos da origen a las siguientes estructuras:

Nesosilicatos

Es el caso más simple, los tetraedros se mantienen individuales y sus cargas son saturadas completamente por cationes mono y divalentes. Ejemplo: olivino, zircón.

Sorosilicatos

La estructura fundamental de este grupo está dada por dos tetraedros que comparten un oxígeno saturándose las cargas restantes con cationes. Ejemplo: epidoto, hemimorfita.

Ciclosilicatos

En este grupo la estructura se presenta compuesta por tres o más unidades de tetraedros que se ciuran formando anillos. Ejemplo: turmalina, berilo.

Inosilicatos

Los tetraedros se unen formando largas cadenas longitudinales. Se diferencian dos tipos:

- Piroxenos: su estructura está formada por una cadena simple. Ejemplo: augita.
- Anfiboles: en este caso la cadena es doble. Ejemplo: hornblenda.

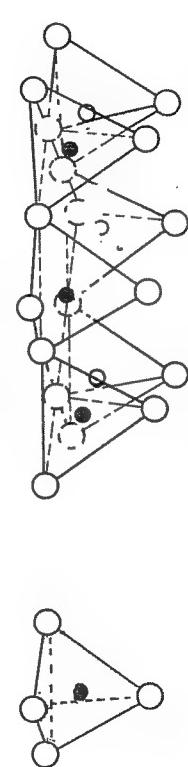
3.3 Apatita

Es la fuente original inorgánica de prácticamente todo el fósforo del suelo.

3.4 Minerales silicatados

Constituyen los minerales más importantes de casi todas las rocas madre.

La unidad básica se encuentra formada por el **tetraedro de silicio**. Cada átomo de silicio se coordina con cuatro átomos de oxígeno. Estos enlaces son covalentes y de alta energía, lo que explica su estabilidad elevada.



Tetraedros de silicio

3.1 Cuarzo, SiO₂

Es el más común de los minerales formadores de suelos, por ser muy duro y tener baja solubilidad. No contribuye con nutrientes para las plantas.

3.2 Carbonatos

La calcita (carbonato de calcio) es un mineral relativamente soluble, mientras que la dolomita (carbonato de calcio y magnesio) es menos soluble.

3.3 Filosilicatos

Proviene de uniones sucesivas de cadenas lineales, que presentan disposición laminar. En este grupo se encuentran las micas. Ejemplo: muscovita

(mica blanca), biotita (mica negra). El color de las micas se hace más oscuro a medida que aumenta su contenido en Fe.

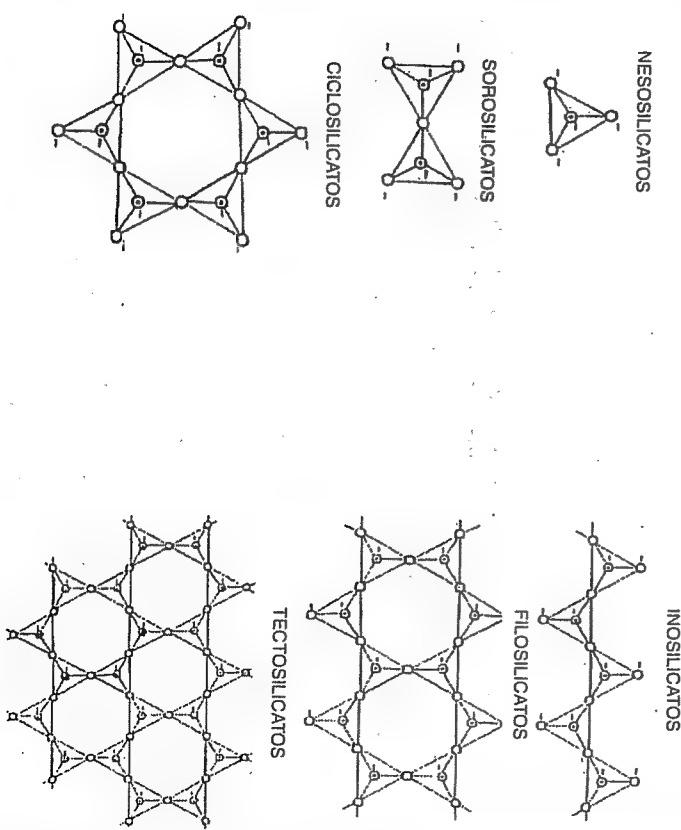
Tectosilicatos

Son estructuras tridimensionales. Ejemplo: los feldespatos que son los más importantes dentro de los silicatados. Se distinguen distintos tipos de feldespatos según los cationes que presenten, diferenciándose:

- Ortoclasas: el catión acompañante es K. Ej.: ortosa
- Plagioclásas: el catión acompañante puede ser Ca o Na. Ej.: albita (Na) y anortita (Ca).

Los feldespatos como la ortosa se alteran muy lentamente al contrario de las plagioclásas que lo hacen tanta más rápidamente cuanto más ricas son en Ca.

Si el silicio de los tetraedros es reemplazado por Al^{3+} , los tetraedros se hacen más inestables, más atacables, y aparece una carga residual adicional negativa.



Desde nesosilicatos hasta tectosilicatos, aumenta la resistencia a la meteorización, la acidez, y la complejidad de la estructura. Los primeros minerales de esta serie, por su contenido en cationes, están relacionados con la fertilidad del suelo; los últimos, por su estructura constituyen el esqueleto del suelo.

Minerales Ferromagnesianos

Olivinos

Minerales Feldespáticos

Piroxenos

Incremento de resistencia al intemperismo

Feldespatos de Ca

Feldespatos de Na

Feldespatos de K

3.5 Distribución de minerales primarios en las rocas

a. Rocas ígneas

En el siguiente cuadro se presenta la variación del contenido de SiO_2 en las rocas ígneas y la participación de los demás elementos en su composición química:

TIPO DE ROCA

Volcánica

Hipabásal

Plutónica

Riolita

Piroclástico

Port. Sienítico

Traquila

Port. Diorítico

Sienita

Andesita

Dolerita

Básalto

Granito

Diorita

Gabbro

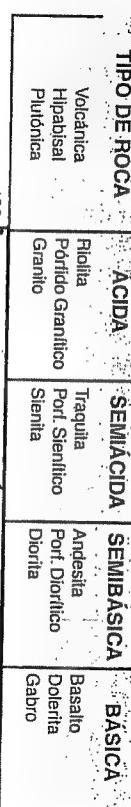
Minerales esenciales (% en volumen)

Disminución del contenido de SiO_2 , K_2O
Aumento del contenido de CaO , MgO , Fe_2O_3 y P_2O_5

b. Rocas sedimentarias y metamórficas

En las rocas sedimentarias y metamórficas más importantes predominan los siguientes minerales:

SEDIMENTARIAS		METAMÓRFICAS	
Roca	Mineral	Roca	Mineral
caliza	calcita	cuarzo	cuarzo
dolomita	carbonato de Ca y Mg	mármol	calcita
arenisca	cuarzo	gneiss	cuarzo, feldespato, mica
pizarra	arcillas		

**4. Minerales secundarios****4.1 Características**

Los minerales secundarios son estructuras originales del suelo, formadas a partir de los minerales primarios, con las siguientes diferencias:

- a.- composición química
- b.- mayor grado de hidratación y oxidación.
- c.- mayor estabilidad frente a la meteorización
- d.- menor tamaño de partícula.

Desde el punto de vista agronómico es importante el tamaño de partícula, ya que al disminuir adquiere características coloidales. Los minerales secundarios, junto con la materia orgánica, constituyen la fracción más activa del suelo.

4.2 Clasificación**4.2.1 Minerales no silicatados secundarios**

Calcita: el carbonato de calcio es ligeramente soluble en agua, y la profundiidad a la que este mineral es lixiviado suele tomarse como indicador del desarrollo de un suelo. En regiones áridas se acumula dentro del solum, en regiones húmedas está por debajo de éste. Puede actuar como cementante, llegando en algunos casos a formar masas compactas.

Gibbsita: es un óxido de aluminio que se acumula en suelos muy meteorizados.

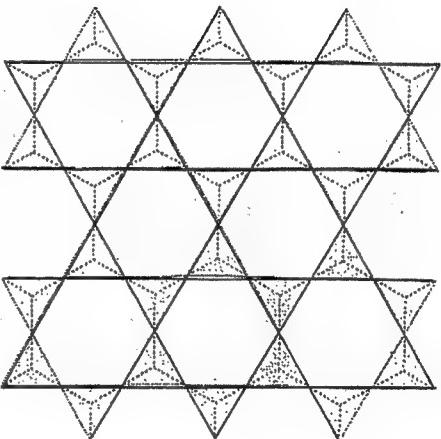
Hematita y limonita: son óxidos de hierro que producen coloraciones rojas y pardo-amarillentas, respectivamente. Estos minerales son muy abundantes en ambientes tropicales.

4.2.2 Minerales arcillosos silicatados

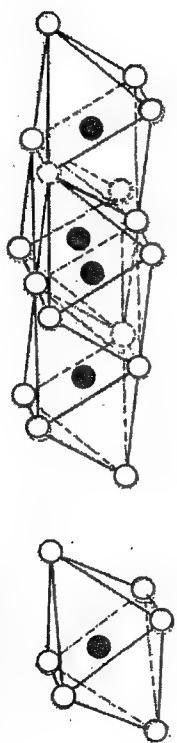
Las arcillas derivan fundamentalmente de los filosilicatos laminares y feldespatos. Son compuestos de gran plasticidad, capaces de expandirse, salvo en determinadas ocasiones.

Están constituidos básicamente por estructuras de tetraedros de Si y octaedros de Al dispuestos en láminas. Al ser de forma laminar, exponen una gran extensión de superficie por unidad de peso.

Capa tetraédrica: los tetraedros de silicio contienen un átomo de Si ubicado en su centro y, rodeado por 4 átomos de oxígeno. Los átomos de oxígeno basales de los tetraedros adyacentes están ligados en conjunto por uniones covalentes. Esto suministra un mecanismo a través del cual los tetraedros se unen formando anillos hexagonales. Los O apicales de la capa de tetraedros no están compartidos.



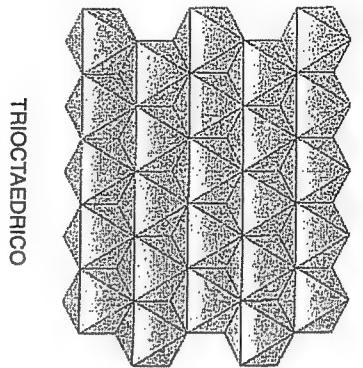
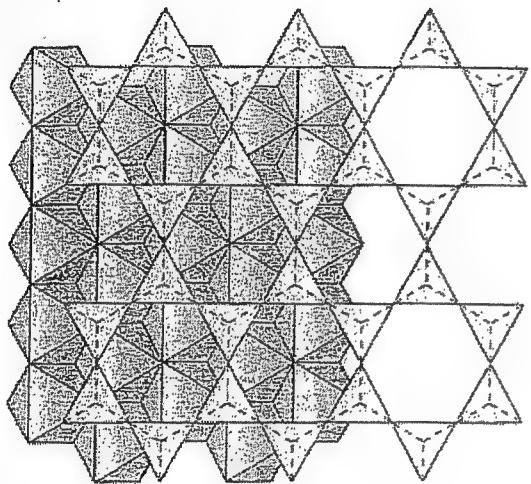
Capa octaédrica: el octaedro está constituido por 6 oxihidróxilos alrededor de un átomo de Al^{3+} . Los octaedros adyacentes comparten oxihidróxilos comunes para formar una capa de octaedros en forma similar a lo que ocurre en la capa tetraédrica.



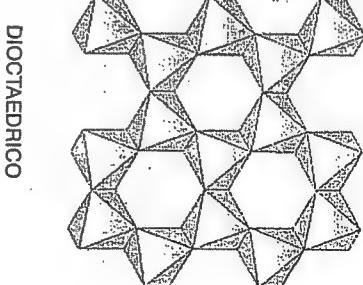
Octaedros de aluminio

Los materiales son **trioctaédricos** cuando todos los octaedros contienen iones divalentes como Mg^{2+} y Fe^{2+} . Dado que hay tres octaedros dentro de cada anillo hexagonal de tetraedros, el material se llama trioctaédrico.

Cuando un ion trivalente como el Al^{3+} o Fe^{3+} ocupa los octaedros, sólo dos tercios de los octaedros están ocupados, y la lámina se denomina **diocataédrica**. Los octaedros de una capa diocataédrica están más deformados, con lugares vacíos mayores que los sitios ocupados.

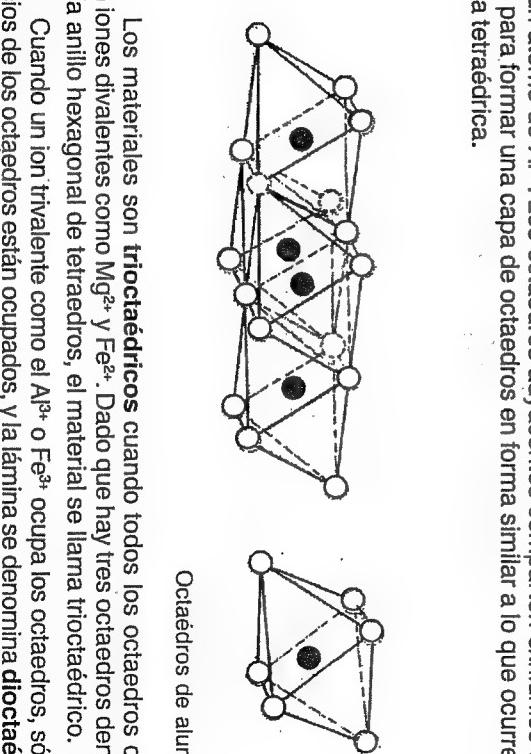


TRIOCTAEDRICO



DOCTAEDRICO

Las capas tetraédrica y octaédrica presentan simetría análoga y dimensiones casi idénticas, lo que permite que se comparten átomos de oxígeno entre ambas capas. El oxígeno del vértice libre de la capa tetraédrica es compartido. Las láminas tetraédricas y octaédricas están entonces enlazadas mediante **oxígenos** que comparten ambas.

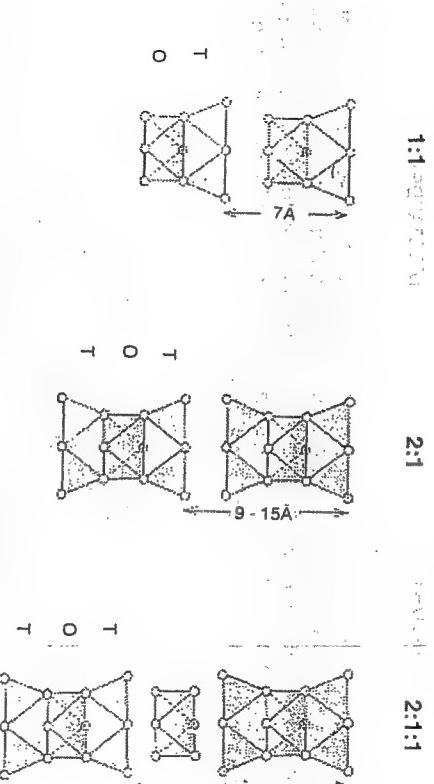


Capa octaédrica: el octaedro está constituido por 6 oxihidróxilos alrededor de un átomo de Al^{3+} . Los octaedros adyacentes comparten oxihidróxilos comunes para formar una capa de octaedros en forma similar a lo que ocurre en la capa tetraédrica.

4.2.2.1 Disposición laminar

La unión de capas tetraédricas y octaédricas da lugar a diferentes arcillas cristalinas:

- 1.- **Bilaminares:** formadas por una lámina de tetraedros de Si y otra de octaedros de Al^{3+} . TE-OC o grupo 1 : 1. Ej: caolinita, haloisita.
 - 2.- **Trilaminares:** formadas por dos láminas de tetraedros de Si con una lámina intermedia de octaedros de Al^{3+} . TE-OC-TE o grupo 2:1. Pueden ser expandentes: montmorillonita, o no expandentes: illita.
 - 3.- **Tetralaminares:** formadas por una sucesión de tetraedros y octaedros. TE-OC-TE-OC o grupo 2 : 2, ó 2 : 1 : 1. Ej: clorita.
- Estas estructuras laminares presentan combinaciones variadas, constituyendo cada una de ellas un paquete. La sucesión de 10 a 20 paquetes forma un cristal de arcilla.



4.2.2.2 Sustitución isomórfica

Los iones centrales de las estructuras pueden ser reemplazados y esto se conoce como sustitución isomórfica. El intercambio que se realiza con más asiduidad es el de Si^{4+} por Al^{3+} , otros intercambios pueden ser Al^{3+} por Mg^{2+} , Fe^{2+} o Mn^{2+} .

Cuando el Si es reemplazado por Al^{3+} que es de mayor tamaño, se produce una dilatación en la red cristalina. Esto implica:

- una expansión del cristal: estructura más débil.
- aparición de cargas electrostáticas en superficie que dan la posibilidad de unirse al cristal con diferentes cationes que pueden intercambiarse. Esta característica da lugar a la propiedad de las arcillas conocida como capacidad de intercambio catiónico (C.I.C.).

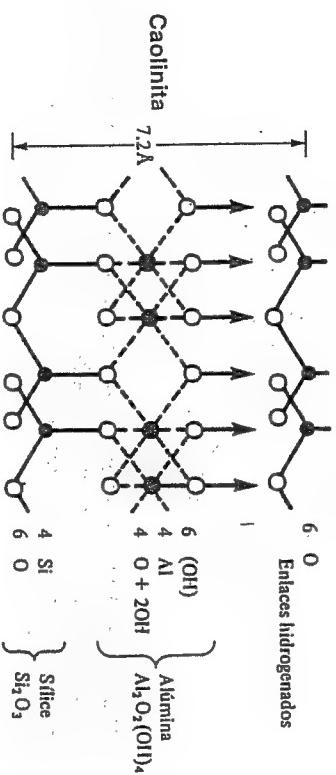
4.2.2.3 Arcillas bilaminares

Entre ellas se encuentran la caolinita y la haloisita.

La caolinita es el mineral representativo más importante de este grupo. El paquete de este mineral resulta de la unión de una lámina de tetraedros de Si y una de octaedros de Al^{3+} . Este paquete alcanza una dimensión de 7 Å y la distancia entre ellos es de 3 Å. La unión entre paquetes se realiza por puentes hidrogenados.

Es una de las estructuras más simples. Tiene escasa o nula sustitución isomórfica, lo que le confiere gran estabilidad y, por la misma razón, no presenta desbalance de carga. Presenta un bajo intercambio de iones. Su C.I.C. de 3-15 cmol_c kg⁻¹ de arcilla.

La carga de estas arcillas varía con el pH, siendo su origen distinto de la carga producida por sustitución isomórfica. Se produce por disociación de protones de grupos $-\text{Si}-\text{OH}$ o $-\text{Al}-\text{OH}$.



Además por su pequeña distancia entre paquetes no permite que entre ellos se pueda acumular agua o iones.

Se la encuentra en suelos muy meteorizados, por ejemplo en las zonas tropicales.

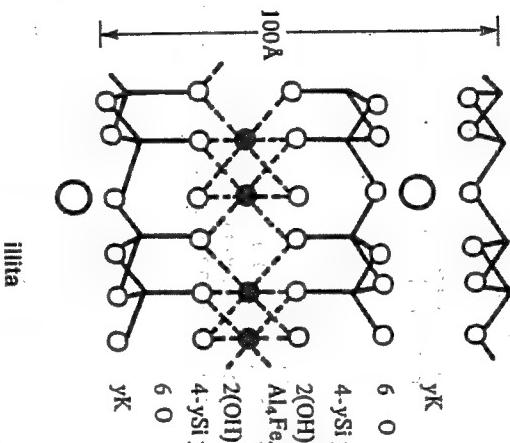
Otra arcilla perteneciente a este grupo es la **haloisita**, forma hidratada de la caolinita pudiendo tener hasta 4 moléculas de agua de hidratación.

4.2.2.4 Arcillas trilaminares

a. No expandentes

A este grupo pertenece la **illita**, que se llama también mica hidratada ya que deriva generalmente de las micas (muscovita). Cada paquete mide aproximadamente 10 Å y la distancia entre éstos es de 3,5 Å.

La sustitución isomórfica se produce principalmente en los tetraedros, el Si^{4+} es reemplazado por Al^{3+} . El déficit de carga queda parcialmente equilibrado por K, que se ubica entre los paquetes. La fijación de K (y/o de NH_4^+ , con diámetro similar), se manifiesta por el hecho que las láminas no se expanden al añadir agua ni sustancias orgánicas. El potasio fijado no es disponible para las plantas. Posteriormente puede ser liberado por procesos de meteorización.



illita

Su capacidad de intercambio catiónico es intermedia, adquiriendo valores entre 10-50 $\text{cmol}_\text{c kg}^{-1}$. Son arcillas típicas de los climas templado y de medio poco ácido.

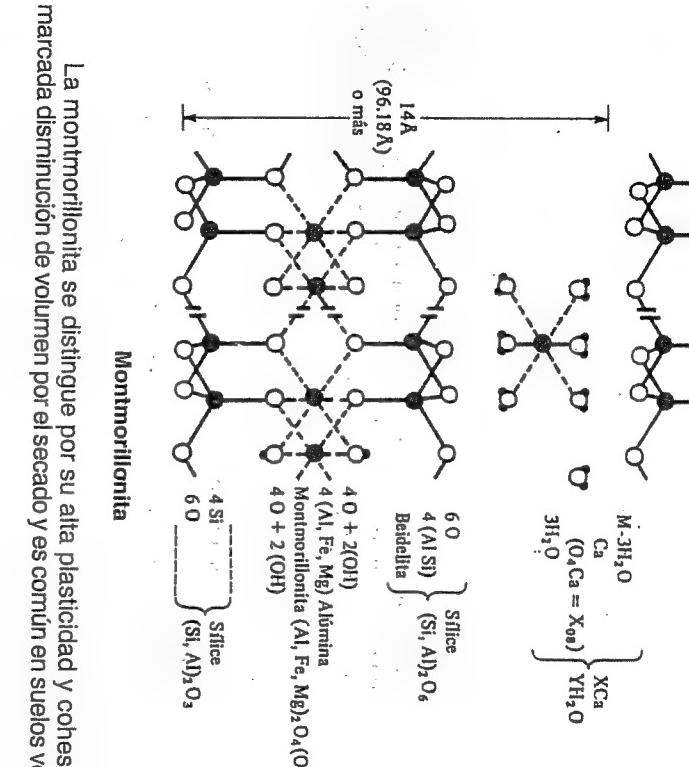
b. Expandentes

Su propiedad más destacable es la capacidad de expansión y retracción producidas por el humedecimiento y secado.

Montmorillonita

En la montmorillonita se presenta un alto grado de reemplazo isomórfico que se produce principalmente en los octaedros de Al^{3+} por Mg^{2+} y algo de Fe^{2+} . Cada paquete tiene una dimensión que puede variar entre 9,6 y 18 Å.

La superficie externa e interna es relativamente grande, lo que permite una alta capacidad de adsorción de iones y agua entre las unidades cristalinas. Los cationes hidratados adsorbidos en la superficie son fácilmente intercambiables. Su capacidad de intercambio varía entre 80-150 $\text{cmol}_\text{c kg}^{-1}$.



La montmorillonita se distingue por su alta plasticidad y cohesión, y su marcada disminución de volumen por el secado y es común en suelos vertísoles.

Vermiculita

La vermiculita se diferencia de la montmorillonita por su carácter tricíclico. Su contenido de Mg^{2+} es elevado. Es expandente aunque menos que la montmorillonita, presentando gran superficie específica. Su capacidad de intercambio catiónico es alta alcanzando valores entre 100-150 $\text{cmol}_\text{c kg}^{-1}$. Su grado de estabilidad es muy bajo.

4.2.2.5 Arcillas tetralaminares

Están formadas por la sucesión de capas de tetraedros y octaedros; entre ellas se encuentra la **clorita**. Se presenta en suelos ricos en Al^{3+} y Mg^{2+} y de carácter básico. Su composición química y mineralógica es muy variada, la red cristalina es muy compleja pero, en términos generales, se la encuentra formando una secuencia laminar 2:2.

Esta arcilla puede ser primaria: presenta dos capas de tetraedros de Si y dos de octaedros de brúctita (hidróxido de Mg), o secundaria: pierde el Mg que es sustituido por Al^{3+} o Fe^{2+} .

Su capacidad de intercambio alcanza valores de 10-40 $\text{cmol}_\text{c kg}^{-1}$.

4.2.3 Minerales interestratificados

Las arcillas del suelo pueden verse afectadas por cambios parciales en las zonas interlaminares, no serán homogéneas ya que en su estructura parte corresponde a un mineral y parte a otro. La imposibilidad de separar los minerales por medios físicos indica que no se trata de una mezcla. Pueden existir interestratificados illita-montmorillonita, vermiculita-clorita, entre otros.

4.2.4. Minerales arcillosos amorfos

Es el grupo de los alofanos, conjunto de minerales en los que los tetraedros de Si^{4+} y los octaedros de Al^{3+} se disponen irregularmente y en ocasiones mezclados con otros tetraedros como pueden ser los de fósforo, constituyendo un material amorfo o criptocristalino. Resulta un material poroso, formado por esferulitas huecas.

Presenta gran superficie específica y elevada capacidad de intercambio cationíco, que llega a $150 \text{ cmol}_\circ \text{ kg}^{-1}$.

Presenta también alta capacidad de intercambio aniónico, lo que produce la fijación de fosfatos.

Los suelos con alofanos poseen elevada capacidad de retención hídrica.

Este material se origina generalmente a partir de cenizas volcánicas.

4.3 Origen de las arcillas

Hay 3 diferentes vías de formación de estos minerales:

4.3.1 Arcillas heredadas

Provienen directamente de los filosilicatos (micas) que sólo han sufrido pequeñas transformaciones limitadas a la pérdida gradual de los elementos más lábiles. Se originan en climas templados y medio poco ácido. El ejemplo típico es la illita, donde parte de los iones K interlaminares se van perdiendo.

4.3.2 Arcillas de transformación

Degradación: es una transformación más o menos profunda, que provoca una disminución del grado de cristalinidad y pérdida progresiva de alguno de sus constituyentes.

Ej.: montmorillonita de degradación, en medios mal trenados, los iones interlaminares de Al^{3+} son eliminados y las capas se separan todavía más.

Otro caso es la pérdida casi completa de K entre paquetes que permite a

las micas o a las illitas abrir sus paquetes y transformarse en vermiculitas. Este proceso es característico de ciertos medios muy húmedos, ácidos, ricos en compuestos orgánicos solubles.

Agradación: es el proceso mediante el cual se adicionan elementos a la red cristalizada, constituyendo así una nueva estructura cristalina.

Ejemplo: clorita secundaria por ganancia de una capa de Al^{3+} . Este proceso es característico de medios muy ácidos en los que la degradación de las micas es progresiva, y donde la alúmina liberada es abundante. Es importante mencionar la diferencia entre los dos tipos de clorita, las cloritas primarias, magnéticas son lábiles y sólo existen en medio poco ácido; en cambio las secundarias, alumináticas, son el término de una evolución prolongada en medio muy ácido.

Sustitución de iones: es la transformación que se produce sin que exista modificación del grado de cristalinidad, es el caso de transformación de illita en montmorillonita. Este pasaje se produce por la apertura de los paquetes, se elimina K y ciertos iones de la capa octaédrica; esto provoca una disminución de las cargas y una apertura acentuada de los estratos.

4.3.3 Arcillas de neoformación

Provienen de la reorganización en red cristalina de los constituyentes de ciertos minerales originales, liberados después de una hidrólisis profunda.

Ejemplo: caolinita, arcilla característica de climas cálidos y húmedos, donde se ve favorecida la hidrólisis total de los minerales primarios, liberando sus constituyentes en una forma soluble o seudosoluble. Estos se organizan formando una red cristalina ya sea directamente o bien pasando por una fase amorfa.

5. Minerales en la Argentina

Como ejemplo puede citarse la composición de la arena en suelos pampeanos. Presenta minerales livianos: vidrio volcánico, cuarzo, plagioclásas y fragmentos líticos, en forma predominante. En la fracción limo, la composición mineralógica es semejante, y está constituida fundamentalmente por cuarzo y plagioclásas junto con cantidades menores de micas.

Fracción arcilla en horizontes B: existencia de illita, y arcillas interestratificadas illita-montmorillonita.

La arcilla montmorillonítica predomina en los Verisoles de la provincia de Entre Ríos y la caolinita y óxidos en suelos lateríticos de Misiones.

En zonas de la Pampa Deprimida, se observan concentraciones de CaCO_3 conocidas con el nombre popular de tosca. La tosca es una formación que comprende variados mecanismos genéticos, de acuerdo al material lítológico y el ambiente geomórfico. Los diversos estratos de la tosca pueden ayudar a reconstruir las condiciones hidrológicas y las oscilaciones climáticas del Cuaternario.

La precipitación calcárea puede presentarse en forma pulverulenta, sin consolidación (áreas con loess muy rico en CaCO_3 , formaciones marinas calcáreas).

La tosca puede presentarse también en forma de muñecas y concreciones de distintas formas con el carbonato parcial o totalmente cristalizado. También existen costras o capas más o menos continuas, por ejemplo en las zonas de Azul y Olavarria. Pueden ser capas endurecidas de algunos centímetros de espesor, con zonas subyacentes con precipitación pulverulenta, o verdaderas tocas, muy endurecidas, de 10 a 20 cm de espesor. Estudios realizados con técnicas micromorfológicas han permitido comprobar que la génesis de las toscas del SE pampeano ha sido debida al arrastre de bicarbonato por el agua de infiltración, y que existen además indicadores de movimientos laterales del carbonato.

TEXTURA

Temario

1. Introducción
2. Textura y composición granulométrica
3. Composición mecánica - Partículas primarias
4. Clases texturales
5. Superficie específica
6. Métodos de determinación
7. Aspectos prácticos de la textura
8. Textura de suelos argentinos. Ejemplos

Bibliografía de apoyo

- BOHN, H., B. Mc NEAL, G. O'CONNOR.** 1993. Química del Suelo. Limusa, México.
- BRADY, N. C.** 1990. The nature and properties of soils. Mc Millan (ed) New York.
- BUSCHIAZZO, D.** 1988. Estudio sobre la tosca: *Ciencia del suelo* 6:44-49.
- CEPEDA DOVALA, J. M.** 1991. Química de Suelos. Ed Trillas, México.
- TRICART, J.** 1968. Geomorfología de la Pampa Deprimida.
- MATHEWS W.** 1982. Geology made simple. Doubleday, New York.
- ORTIZ VILLANUEVA, B., C. ORTIZ SOLORIO.** 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapingo, México.
- PORTA, J., M. LÓPEZ ACEVEDO, C. RODRIGUEZ.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Mundial Prenta, Madrid.
- PUTNIS, A.** 1992. Introduction to Mineral Sciences. Cambridge University Press.
- SCOPPA, C.O., M.S. PAZOS.** 1981. Caracterización integral y análisis pedogenético de Molisoles del borde Sur de la Pampa Deprimida. *R/A XVI* 43-85.

TEXTURA

Ing. Agr. Diego J. Consentino

OBJETIVOS

- Comprender los conceptos de distribución de tamaño de partículas minerales del suelo y superficie específica.
- Conocer los métodos de determinación de la textura y la superficie específica.
- Relacionar la textura y superficie específica con otras propiedades del medio para su utilidad práctica.
- Simplificar algunas clases texturales de los horizontes superficiales en suelos argentinos.

1. Introducción

Si se toma un porción de suelo mediante una pala y se lo observa con detalle, pueden distinguirse: una parte sólida, constituida por una fracción mineral, otra orgánica y poros de variado tamaño.

La fracción mineral presenta partículas de diversos tamaños, que pueden ir de macroscópicas a fragmentos no visibles aún con los microscopios comunes. Estas partículas reciben el nombre de:

- Arenas, la fracción de mayor tamaño
- Limos, la fracción de tamaño intermedio
- Arcillas, la fracción de menor tamaño

Con un grado de humedad apropiado puede observarse que al desmenuzar suavemente la porción de suelo mencionada, no se desprenden las partículas de arena, limo y arcilla (denominadas partículas primarias), sino que los suelos agrícolas se desmenuzan en otros trozos de forma y tamaño variables, constituidos por la unión de un número diverso de partículas primarias, que conforman los agregados.

En general, puede notarse que quedan espacios libres entre ellos. Cuando se observa con detalle a un agregado se percibe, a veces a simple vista, o con ayuda de instrumentos ópticos, poros de tamaño y configuración variada que pueden estar ocupados por aire y/o agua.

Los cultivos, para su desarrollo óptimo, requieren un justo equilibrio agua-aire, que a la vez que permita una fácil absorción de agua tenga suficiente aireación para satisfacer sus necesidades.

El suelo como sistema de tres fases

El suelo es un sistema abierto, dinámico, constituido por tres fases (figura 1). La fase sólida está formada por los componentes inorgánicos y los orgánicos que dejan un espacio de poros (cámaras, grietas, galerías y otros) en el que se hallan las fases líquida y gaseosa. El volumen de poros está ocupado parcialmente por agua, como componente principal de la fase líquida, que lleva iones y sustancias en solución o en suspensión; por aire, que constituye la fase gaseosa o atmósfera del suelo y por las raíces y organismos que viven en el suelo.

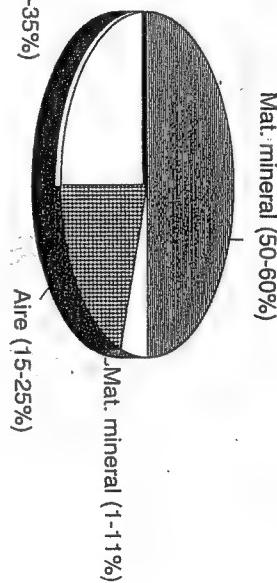


Figura 1: Proporciones volumétricas de los principales componentes del suelo (White, 1979).

Al ser el suelo un sistema abierto, la fase sólida mineral no es estable, si bien en muchos aspectos los cambios tienen lugar en forma tan extremadamente lenta que ciertas características pueden considerarse constantes a efectos prácticos. Entre ellas, el tamaño de las partículas que la componen y, por consiguiente, las proporciones relativas de los diferentes tamaños.

Las interacciones entre la fase sólida, líquida y gaseosa adquieren especial relevancia al existir en la fase sólida partículas cargadas eléctricamente y de elevada superficie específica. Esta característica le confiere al suelo propiedades específicas (fenómenos de absorción de agua, intercambio de iones, adhesión, dispersión y flocculación, contracción y expansión, capilaridad). Los procesos de adsorción e intercambio iónico son fundamentales para que el suelo actúe como depurador natural, para la vida y en concreto para la nutrición de las plantas. Las fases líquida y gaseosa se hallan en constante cambio, tanto en cantidad como en composición.

La física de los suelos estudia estos factores, las interacciones y consecuencias en el suelo, con vista siempre a la vida vegetal.

El objetivo de la misma es estudiar el funcionamiento del sistema con relación a las necesidades vegetales, para poder diagnosticar los problemas agronómicos y plantear alternativas de solución de los mismos.

2. Textura y composición granulométrica

Las propiedades físicas del suelo están ligadas a dos nociones fundamentales: la granulometría o composición elemental, y la estructura, o forma de organizarse estos elementos en agregados. De estos dos factores depende el comportamiento del aire y del agua en el suelo, cuyas consecuencias prácticas son particularmente importantes.

Los distintos horizontes de un suelo pueden estar formados por fragmentos de roca de más de un metro, hasta partículas menores de un micrómetro. En este capítulo y para definir el concepto de textura sólo se toman en cuenta las partículas menores de 2 milímetros (tierra fina). Existen suelos en los que los fragmentos gruesos (mayores de 2 mm) constituyen un porcentaje importante de su fracción mineral y condicionan sus características utilitarias. Estos fragmentos mayores se clasifican y asignan nombres específicos de acuerdo al tamaño.

La textura es una expresión que sintetiza las características del suelo dependientes del tamaño de las partículas.

La granulometría expresa las proporciones relativas de las distintas partículas minerales inferiores a 2 mm, agrupadas, tras la destrucción de los agregados, por clases de tamaños en fracciones granulométricas.

3. Composición mecánica - Partículas primarias

De la fase sólida mineral del suelo pueden diferenciarse dos atributos fundamentales:

- Composición mineralógica.
- Distribución de tamaño de partículas.

Estos determinan en gran medida el comportamiento general del suelo especialmente en lo relativo a régimen hídrico, térmico y de aireación.

Composición mineralógica

Las partículas más gruesas de arena son, en general, fragmentos de rocas o minerales. El cuarzo es el mineral que domina en la fracción arena, especialmente la fina, y en el limo (figura 2). Se pueden encontrar en menor

proporciόn diferentes cantidades de otros minerales primarios como feldespatos y micas. Óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, como la gipsita, hematita y goetita, se disponen usualmente cubriendo los granos de arena.

Algunas partículas del tamaño de la arcilla, especialmente de la fracción gruesa, están compuestas por minerales como el cuarzo e hidróxidos de hierro y aluminio. Estos últimos son particularmente importantes en los trópicos y regiones de climas cálidos. Sin embargo, en regiones de climas templados preponderan ampliamente los minerales arcillosos silicatados. Debido a que estos minerales varían ampliamente en sus propiedades, tales como plasticidad, cohesión, expansión – contracción, etc, es importante conocer qué tipo de arcilla domina o codomina en cada suelo en particular.

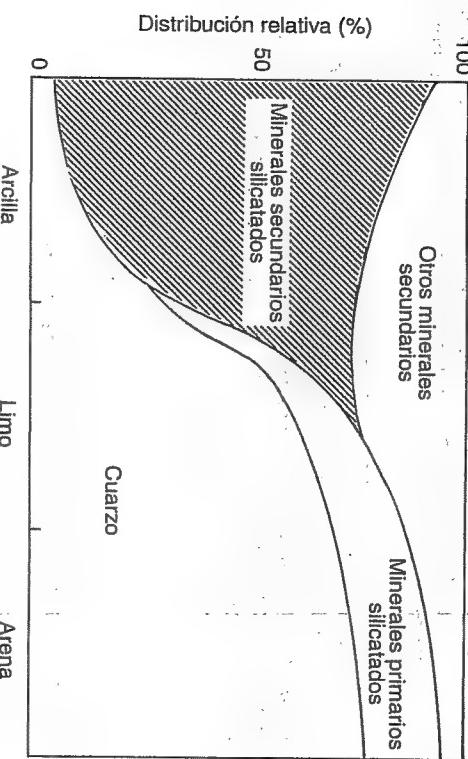


Figura 2: Relación general entre tamaños de partículas y tipos de minerales presentes (Brady, 1990).

Como las fracciones de arena y llimo están dominadas por el cuarzo y otros minerales primarios de conocida resistencia a la meteorización, tienen relativamente baja actividad química. Los minerales primarios que pueden contener elementos nutritivos en su composición química son generalmente tan insolubles que hacen que su habilidad para suministrar nutrientes sea insignificante. Químicamente, las arcillas silicatadas varían ampliamente al igual que sus características físicas. Algunas son relativamente simples aluminosilicatos mientras que otras contienen en sus estructuras cristalinas variadas cantidades de hierro, magnesio, potasio y otros elementos.

Las superficies arcillosas poseen significativas cantidades de cationes tales como calcio, magnesio, potasio, sodio, hidrógeno, amonio y aluminio.

Estos cationes son intercambiables y pueden ser liberados para la nutrición vegetal.

En suelos altamente meteorizados, tales como los de zonas tropicales, los óxidos de hierro y aluminio dominan aún en la fracción arcillosa, de esta manera la meteorización puede tener un efecto muy profundo sobre la composición química y mineralógica de las distintas fracciones del suelo.

Distribución de tamaño de partículas

El método tradicional para caracterizar los tamaños de las partículas del suelo es dividir el espectro posible de tamaños en tres rangos convenientemente separados conocidos como fracciones o separatas texturales. Estos son: ARENA, LIMO y ARCILLA (figura 3).

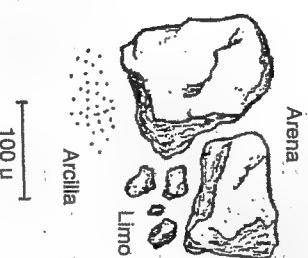


Figura 3: Representación visual comparativa de tamaños y formas de partículas de arena, limo y arcilla (Hillel, 1980)

El procedimiento analítico por el cual las partículas son así separadas se llama análisis mecánico o granulometrético.

El predominio de partículas individuales grandes, medianas o finas, marca características de gran interés en el suelo. De allí que se hace necesario agrupar las mismas por sus tamaños, es decir, establecer clases de partículas usando para cada una un límite superior y otro inferior.

Desafortunadamente, no existe una clasificación mundialmente aceptada de tamaños de partículas. Los criterios para separar los límites son un tanto arbitrarios, y dependen de los objetivos perseguidos, de ahí que se hayan propuesto y utilicen diversas clasificaciones. Las más comúnmente utilizadas en edafología son las propuestas por Atterberg en 1912 adoptada por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (*International Society of Soil Science - ISSS*), y la Americana ó del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de Norteamérica (*United States Department of Agriculture - USDA*). Esta última es la que se describirá por ser la utilizada oficialmente en la Argentina (cuadro Nº 1).

Cuadro Nº 1: Clasificación por tamaños de partículas de suelo (Dept. de Agr. de EEUU).

Clasificación Americana (USDA)	Diametro (mm)	Diametro (μm)
muy gruesa	2,00 - 1,00	
gruesa	1,00 - 0,50	
media	0,50 - 0,25	2000 - 50
fina	0,25 - 0,10	
muy fina	0,10 - 0,05	
Limo	0,05 - 0,002	50 - 2
Arcilla	< 0,002	< 2

Las distintas fracciones granulométricas utilizadas y la justificación de los valores adoptados para establecer los límites entre ellas se encuentran en el cuadro Nº 2.

Cuadro Nº 2: Límites de las fracciones granulométricas y la justificación de sus adopciones.

Límite	Fracción	Justificación
> 2 mm	Fragmentos gruesos	A partir de este tamaño las fuerzas de unión actúan difícilmente y las partículas se mantienen siempre separadas sin cohesión, incluso si están húmedas.
	Por debajo del límite comienza la retención hídrica.	
50 μm	Límite superior del limo	El predominio de partículas de tamaño limo (50 - 2 μm) en un suelo le confiere características físicas desfavorables, inestabilidad estructural, apelmazamiento, deficiente movimiento de agua, etc.
< 2 μm	Arcilla	Partículas con importante carga eléctrica superficial.
< 0,2 μm	Arcilla fina	Partículas con carga eléctrica superficial. Comportamiento coloidal. Superficie específica muy elevada.

Todos los sistemas han adoptado como límites extremos comunes 2 mm y 2 μm . El límite de 2 μm se lo estableció por que a partir de allí comienzan a manifestarse algunas propiedades coloidales como el movimiento browniano y efecto Tyndall. Los límites superiores de los limos (20 ó 50 μm) son bastante arbitrarios. El valor de 100 μm utilizado por USDA para la arena muy fina ha ido adquiriendo importancia y significación ya que se emplea en la ecuación universal para evaluar las pérdidas potenciales por erosión, para definir la clase textural de las familias de suelos, así como el carácter arenoso de un horizonte (carácter psaménítico).

Sobre la base de las propiedades antes mencionadas, y otras que surgen derivadas de la superficie específica, puede deducirse la gran importancia que tiene en los suelos la predominancia de distintos grupos de partículas según su tamaño. Es así como, cuando en un suelo predomina alguno de ellos, se puede en principio llamarlo arenoso, limoso o arcilloso.

4. Clases texturales

La designación textural general de un suelo, capa u horizonte, llamada clase textural, está convencionalmente determinada sobre la base de la relación en peso de las tres fracciones antes mencionadas. Con un solo término se da una idea general de sus propiedades físicas.

Dado que el mayor o menor predominio de la fracciones gruesas o finas de un suelo marca una serie de tendencias de gran interés, se vio la necesidad de clasificar los suelos de acuerdo al tamaño predominante de sus partículas minerales primarias.

Si se traza un triángulo equilátero, fijando en su base la fracción arena, aumentando de derecha a izquierda a 0 a 100%, en el lado siguiente la fracción arcilla y en el último la fracción limo y dentro del mismo se subdivide este, de manera de formar triángulos internos correspondientes a los campos de predominio de cada una de las fracciones mencionadas, se obtendrá la base de formación de los triángulos texturales (figura 4).

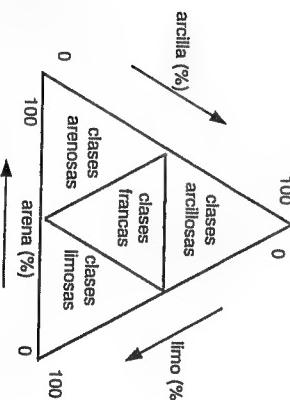


Figura 4: Base de los triángulos texturales.

Las clases texturales arcillosas corresponden a los suelos comúnmente llamados pesados, ya que son plásticos y con fuerte poder adhesivo cuando están húmedos, y duros cuando están secos, esto hace que sean difíciles de laborear. Mientras que las texturas más gruesas, arenosas, caracterizan los suelos livianos o sueltos, faltos de cohesión, fáciles de trabajar y con frecuencia, con tendencia a la aridez.

Las clases texturales donde se presenta equilibrio entre los componentes de las distintas fracciones ocupan el lugar central en el triángulo textural y corresponden a las clases llamadas francas. Se refiere a suelos que poseen una mezcla "balanceada" de partículas finas, medianas y gruesas de tal manera que sus propiedades son intermedias entre las clases arenosas, limosas o arcillosas. De tal manera, son frecuentemente consideradas las clases texturales óptimas para el crecimiento de las plantas y la producción agrícola, debido a que su capacidad de retener agua y nutrientes es superior a la de una clase arenosa; mientras que su drenaje, aeration y propiedades para la labranza son más favorables que las clases arcillosas. Sin embargo, esto es una sobresimplificación debido a que bajo diferentes condiciones ambientales o diferentes especies de plantas, las clases arenosas o arcillosas pueden ser mucho mejores que las francas.

El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos ha construido, con esta base, su triángulo textural con 12 clases texturales principales (figura 5).

Se ha visto que al considerar las fracciones, sólo se toman en cuenta partículas de 2 mm o menos. En la práctica, pueden encontrarse suelos con presencia en mayor o menor grado de partículas mayores de 2 mm. Este hecho no se tiene en cuenta en el triángulo textural, pero cuando la presencia de dichas fracciones sobrepasa determinado límite, se le añade un calificativo a la clase textural. Por ejemplo: arenó-graviloso. En el cuadro Nº 3 se observa la correspondencia de los nombres comunes y las clases texturales.

Cuadro Nº 3: Términos usados para describir la textura en relación a los nombres de las clases texturales de los suelos.

Nombres comunes	Textura	Clases texturales
Suelos arenosos	Gruesa	Arénoso
	Moderadamente gruesa	Franco arenoso
	Media	Franco
	Moderadamente fina	Limoso
		Franco limoso
Suelos francos		Franco arcilloso
		Arcillo arenoso
		Arcillo limoso
Suelos arcillosos	Fina	Arcilloso

5. Superficie específica

El concepto de "superficie específica" se refiere en la Edafología al área superficial total de las partículas por unidad de masa o volumen. Las unidades comúnmente usadas son $\text{cm}^2 \text{ g}^{-1}$ o $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$. Por ejemplo, si se toma un cubo de 1 cm de lado que pesa 1g, su superficie específica será: $6 \text{ cm}^2 \text{ g}^{-1}$. Si a ese mismo cubo se lo corta, en dos mitades iguales tendrá dos caras expuestas más y, ahora, la superficie específica del cubo en su conjunto será de $8 \text{ cm}^2 \text{ g}^{-1}$.

La superficie específica de un suelo es una propiedad intrínseca y fundamental. Se ha encontrado que correlaciona con fenómenos importantes como el intercambio iónico, retención y liberación de varios agentes químicos (incluyendo nutrientes y ciertos contaminantes potenciales del ambiente), expansión volumétrica, retención de agua, y propiedades mecánicas como plasticidad y cohesión.

Para una masa o volumen dado de partículas, la superficie específica dependerá del tamaño y forma de las mismas.

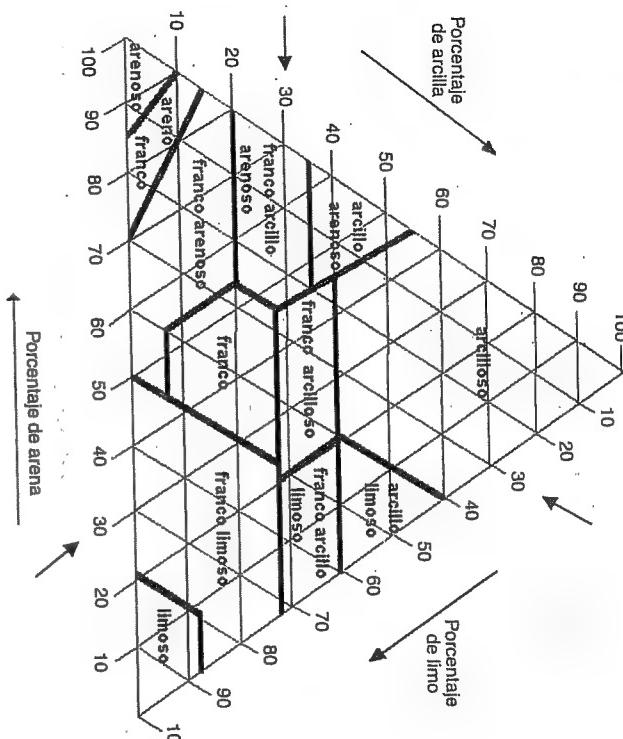


Figura 5: Triángulo textural (Soil Survey Manual – USDA).

Tamaño

La superficie específica varía en forma inversamente proporcional al tamaño de las partículas, tal como se muestra en la figura 6.

Figura 6: Superficie específica ($\text{cm}^2 \text{ g}^{-1}$)



Para las distintas fracciones granulométricas, los valores orientativos de la superficie específica se ven en el cuadro N° 4.

Cuadro N° 4: Valores de superficie específica y su relación con la fracción textural, su diámetro aparente y el número de partículas por gramo.

Fracción	Diámetro aparente (mm)	Número de partículas por gramo	Superficie específica ($\text{cm}^2 \text{ g}^{-1}$)
Arena muy gruesa	2,00 - 1,00	90	11
Arena gruesa	1,00 - 0,50	720	23
Arena media	0,50 - 0,25	5700	45
Arena fina	0,25 - 0,10	46000	91
Arena muy fina	0,10 - 0,05	722000	227
Limo	<0,002	5776000	454
Arcilla		90260853000	3000000 - 8000000 según la mineralogía de la arcilla

Siendo el suelo un sistema en el cual una de sus fases está subdividida en numerosas partículas pequeñas, la superficie específica de los materiales dominantes señala la tendencia de sus propiedades físico-químicas.

Aumentar la superficie específica:

- Aumentar los fenómenos superficiales, entre los cuales son de sumo interés los fenómenos de adsorción.
- Aumentar la capacidad de retención hidrálica.
- Al disminuir el tamaño de partículas, disminuye el tamaño de los espacios libres entre las mismas. Es decir, aumenta la porosidad (espacios libres) total.

A igualdad de otras condiciones, disminuye la densidad aparente.

Forma de las partículas

Para un tamaño de partículas dado, a igualdad de volumen o masa, podrán presentarse diferencias sustanciales en la superficie específica, conforme a la forma de dichas partículas.

Figura 7: Representación esquemática de la relación entre la forma de una partícula y su superficie específica.



Figura 7: Superficie específica de A < B << C

Figura 7: Representación esquemática de la relación entre la forma de una partícula y su superficie específica.

Si una de estas esferas se aplasta, de modo tal que configure un disco de cierto espesor, aumentará su superficie específica. Si al disco así obtenido, se lo sigue aplastando, hasta que prácticamente su espesor sea insignificante con respecto a su ancho, se habrá llegado a la máxima superficie específica que puede presentar la masa esférica original (figura 7).

La disposición de las partículas en un conjunto en íntimo contacto, configura panoramas disímiles según la forma de las partículas.

En efecto, si las mismas son esféricas, el máximo acercamiento se establece por puntos de contacto. En cambio, cuando la forma es de disco o lámina, encimando partículas, prácticamente las 3/4 partes de la suma de las superficies individuales pasan a ser superficies de contacto, y en consecuencia, anularse como superficie libre en el conjunto.

Lo dicho, no sólo incide en la superficie específica del conjunto, sino también en otras propiedades. En efecto, mientras que las partículas de forma esférica no entran en íntimo contacto, o sea que no hay cohesión, lo contrario sucede con las formas de disco o lámina.

Asimismo, la diferencia en la forma de las partículas señala las características propias en el comportamiento del agua que las rodea.

Cuando las partículas son en forma de disco o lámina (arcillas), no sólo el agua se adsorbe en superficie, sino también se producen orientaciones de los dipolos y manifestaciones de fenómenos capilares.

6. Métodos de determinación

Dentro de este capítulo, se abren dos grupos de determinaciones tenientes a la cuantificación de lo expuesto:

a.- Superficie específica.

b.- Análisis de distribución de tamaño de partículas.

a.- Superficie específica

Se disponen de varias técnicas para su determinación:

1.- Método BET

2.- Etilen glicol

1.- Método BET: éste se basa en el fenómeno de adsorción de un gas inerte por parte de los minerales de arcilla. El nombre del método se debe a las iniciales de los apellidos de los autores (Brunauer, Emmet, Teller, 1938).

Este método usa como gas al nitrógeno que es adsorbido en una capa monomolecular por la partícula coloidal, y el valor de superficie específica se obtiene aplicando la ecuación BET. Esta ecuación da la cantidad de gas adsorbido por la partícula y conociendo que la molécula de gas (N_2) ocupa un área de $0,16\text{nm}^2$, es fácilmente calculada la superficie específica del mineral.

Cuando el mineral presenta una gran superficie interna como la montmorillonita, los gases inertes o sustancias no polares no penetran entre los paquetes, es por eso que deben utilizarse sustancias polares como:

2.- Etilen glicol: éste método ideado por Dyal y Hendricks (1950), consiste en la adsorción de etilen glicol por las partículas arcillosas. Es un sencillo proceso gravimétrico, con mínimos requerimientos en instrumental específico, donde el mineral se pesa antes y después de ponérse en contacto con la sustancia y por diferencia de peso se puede conocer la cantidad adsorbida. Sabiendo el área de la molécula de etilen glicol se conoce la superficie específica.

Para caolinita los dos métodos dan resultados similares, no así para montmorillonita y otros minerales expandentes donde se usa el segundo método.

En el cuadro Nº 5 figuran algunos minerales, sus superficies específicas y el método que se utilizó para su determinación.

Cuadro Nº 5: Superficie específica de distintos materiales y la metodología empleada para su determinación.

Mineral	Superficie específica(m^2g^{-1})	Método
Arena Fina	0,1	BET
Limo	1,0	BET
Caolinita	5 - 100	BET
Illita	100 - 200	BET
Vermiculita	300 - 500	Etilen glicol
Montmorillonita	700 - 800	Etilen glicol
Alofanos	200 - 500	BET

También hay otros gases inertes utilizados, como radón, xenon y otras sustancias polares como agua, cetylpiridium-bromuro, ácido poliacrílico, etc., que son mencionados por distintos autores en la determinación de la superficie específica.

b.- Análisis de distribución del tamaño de partícula

Un edafólogo con suficiente práctica puede determinar al tacto con bastante aproximación, la clase textural a que pertenece una fracción del suelo. Más aún, su tacto es capaz de desglosar subclases de una determinada clase.

De todos modos, se hace necesaria una cuantificación que no sólo sea deducir propiedades emergentes de la textura, sino también establecer parámetros comparables.

Se dispone de numerosas técnicas para determinar porcentajes de distintos tamaños de partículas que componen una muestra de suelo. Los más utilizados se basan en la Ley de Stokes, que es la que rige la velocidad de caída de un sólido en el seno de un fluido.

Los métodos comúnmente empleados para la determinación del análisis de distribución de tamaño de partícula son:

1.- A campo - Textura al tacto

2.- En laboratorio

2.1.- Por recuento microscópico

2.2.- Por tamizado (para partículas mayores de 50\mu m)

2.3.- Por sedimentación (para partículas de hasta 20\mu m y 50\mu m)

2.3.1.- Método de la pipeta

2.3.2.- Método del hidrómetro de Bouyoucos

Textura al tacto

Como método empírico inicial puede practicarse el siguiente procedimiento: se toma una pequeña muestra del suelo y se humedece hasta formar una pasta fácil de amasar. Se presiona y aprieta la muestra entre el pulgar y los dedos, tratando gradualmente de ir formando una cinta. Si la cinta se forma y se mantiene sin dificultad se trata de una muestra de textura fina. En cambio si la cinta no se forma y la muestra se desmorona, se trata de una textura gruesa. Las muestras de textura media permiten formar una cinta pero ésta se rompe muy fácilmente.

También resulta de utilidad la sensación al tacto que dejan las distintas fracciones texturales, además de apreciar sus condiciones de plasticidad y adhesividad en húmedo (se pega a los dedos). El limo se muestra suave en seco, con una sensación táctil de talco o harina. En húmedo tiene moderada plasticidad pero muy escasa adhesividad. Finalmente, la arena presenta un aspecto rugoso característico, no siendo plástica ni adhesiva.

2.1 Recuento microscópico

Se obtiene una dispersión de las partículas, de las que se toma una gota sobre un portaobjetos especial, se la condiciona adecuadamente y se efectúa el recuento de las partículas de determinados tamaños. Esta operación debe efectuarse con numerosas repeticiones para lograr un valor medio.

2.2 Tamización

Consiste en la separación de grupos de partículas mediante la utilización de juegues de tamices de tamaño de abertura variable.

De modo tal que partiendo con un peso conocido de muestra, se pesan las distintas fracciones que quedan retenidas en cada uno de los tamices utilizados, obteniéndose el porcentaje correspondiente a cada tamiz, sobre el peso total inicial de la muestra.

Dos hechos caben destacar en esta técnica:

- Permite la separación de partículas mayores o menores de determinado diámetro.
- Su utilización sólo es factible para fracciones gruesas ($> 50 \mu\text{m}$).

2.3 Sedimentación

Estos métodos se basan en la ley de Stokes y para su utilización es imprescindible conocer algunos supuestos de la misma.

La caída de una partícula en un fluido se efectúa con una velocidad que sigue la ley de Stokes (1851).

$$V = \frac{2}{9} \frac{(\delta_p - \delta_f) g r^2}{\eta}$$

V: velocidad de caída, (cm s^{-1})

δ_p : densidad de partícula (g cm^{-3})

δ_f : densidad de fluido (g cm^{-3})

g: aceleración de la gravedad (cm seg^{-2})

r: radio aparente de la partícula, (cm)

η : viscosidad del fluido ($\text{dina cm}^{-2} \text{seg}^{-1}$)

Puede observarse que para un determinado lugar, con temperatura constante, y con un fluido determinado, por ejemplo, agua, dado que la densidad de partícula puede tomarse como igual a $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ la velocidad de caída de una partícula de suelo es directamente proporcional al cuadrado del radio aparente.

Limitaciones del uso de la ley de Stokes

En la utilización de la ley de Stokes se presentan varios aspectos que merecen su análisis para la aplicación estricta de la ley:

- 1) La ley considera que las partículas son esféricas. Se sabe que las que componen el suelo no tienen en general dicha forma, por lo que se habla de diámetro o radio aparente. Ello significa que se toma como radio o diámetro de una partícula al que corresponde a una esfera cuyo diámetro coincidiría con sus dimensiones medias.

Puede observarse que los tamaños de dicha esfera ideal y el correspondiente a la partícula del suelo no son iguales, hecho que debe tomarse como factor de desviación.

Otro aspecto se refiere a la diferencia en las formas. En efecto, a igualdad de masa, las velocidades de caída de una esfera y una lámina serán diferentes.

- 2) Se supone que la caída de la partícula se efectúa en un medio de profundidad infinita. Si bien esto no es correcto, puede admitirse que se cumple razonablemente si se toman solamente las velocidades de caída a alturas suficientemente alejadas del fondo del recipiente que contiene la suspensión.

- 3) Las partículas deben caer los suficientemente alejadas de las paredes del recipiente como para evitar la influencia de las mismas.

Dado que se estima que es suficiente un distanciamiento mínimo de 0,1 mm, puede en la práctica darse por cumplida.

- 4) Cada partícula debe caer en forma tal que no sea perturbada por sus vecinas. Ello se consigue trabajando en suspensiones no mayores de 1% (según Orden) o del 5% (según Weigner).

- 5) La ley es válida para partículas que tengan caída libre. Ello significa cuando son lo suficientemente pequeñas como para que se produzca el movimiento browniano, pueden producirse desviaciones.

El fluido que se utiliza es agua, y la temperatura deberá mantenerse constante no sólo para evitar las variaciones de su viscosidad, sino también los movimientos de la masa líquida por gradientes de temperatura.

Teniendo en cuenta la ley de Stokes, dos son los métodos más utilizados.

2.3.1 Método de la pipeta

Al comienzo de este capítulo se dijo que las partículas primarias del suelo se unen entre ellas, por diversos medios, para formar partículas secundarias denominadas «agregados».

Si se desea efectuar el análisis de distribución de tamaño de partículas, es necesario destruir las partículas secundarias (agregados) para liberar las partículas primarias (arena, limo, arcilla).

Después de pesada una cantidad determinada de muestra, la primera operación a que se la somete es a la destrucción de los agentes de unión.

Entre los más importantes se encuentran la materia orgánica y los carbonatos alcalinotérreos de Ca^{2+} y Mg^{2+} .

La materia orgánica se la destruye por tratamiento con agua oxigenada. Posteriormente, se la trata con ácido clorhídrico puro para destruir los carbonatos. Esta es una etapa controvertida, pues si bien los carbonatos insolubles pueden actuar como agentes de unión de las partículas primarias, también pueden ser parte constituyente del conjunto de dichas partículas (suelos calcáreos).

Las dos etapas antes mencionadas (destrucción de materia orgánica y carbonatos alcalinotérreos) se pueden reemplazar o simplificar por diversas técnicas. Entre ellas, caben mencionar la utilización de ultrasónico y la de dispersores especiales (método hidrométrico de Bouyoucos).

Una vez lograda la separación de las partículas primarias, se debe asegurar que las mismas conserven su individualidad en la suspensión, lo que

puede lograrse con la utilización de diversos químicos: hidróxido de sodio, carbonato de sodio, hexametafosfato de sodio (Calgón).

Creado el medio dispersante, se agita la suspensión para asegurar la separación de las partículas.

Si dicha suspensión se la pasa a una probeta y se la agita convenientemente, se supone que se logra un sistema homogéneo desde la superficie hasta el fondo de dicha probeta, pero al dejar la probeta en reposo, inmediatamente comenzará la caída de las partículas.

Suponiendo que todas las partículas, a cualquier altura, comienzan a caer en el tiempo $t=0$, para un tiempo $t=x$ y una profundidad $h=z$, podrán calcularse con la ecuación de Stokes el tamaño de partículas (radio) presente a la profundidad z .

En otro sentido, si se fijan los valores de « h » y « r », podrá calcularse cuál es el tiempo que tardan las partículas de determinado radio « r » para llegar a la profundidad « h ».

Si poco antes de cumplirse el tiempo « t », se introduce una pipeta cuyo extremo llegue justamente hasta la profundidad « h » y exactamente al cumplirse el tiempo « t », se pipetea una parte alícuota de la suspensión, se habrá recogido un porcentaje definido, sobre el total contenido en la probeta, de la fracción de radio « r ».

Esta muestra se lleva a sequedad y se pesa. El peso obtenido de la fracción de tamaño « r » será el contenido en el volumen pipeteado. Con un simple cálculo se deduce el total de la probeta.

Con este método, trabajando a temperatura determinada y constante, se obtienen los porcentuales de las fracciones limo + arcilla. Posteriormente, tomando otra alícuota en el tiempo correspondiente al radio de la arcilla (2 micrones), se podrá obtener su porcentaje. Si a la suma de limo + arcilla se le resta el valor correspondiente a arcilla, se tendrá el de limo. Como se comprende, no es posible por esta vía, obtener el valor de limo sin agregado de arcilla. En efecto, si se supone un sistema homogéneo en la probeta, para ambas fracciones, como el limo cae con mayor velocidad en la probeta, en su caída se encontrará con un medio homogéneo de arcilla y en ningún momento de su caída podrá encontrarse en un lugar libre de dicha fracción. En cambio, por caer la arcilla con una velocidad menor, al llegar a la profundidad « h » en el tiempo « t », se encontrará con un medio libre de limo.

La fracción de arena se obtiene por tamizado.

Lo dicho corresponde al clásico método de la pipeta, siendo entre los comunes el que brinda los mejores resultados para las fracciones de limo y arcilla.

2.3.2 Método hidrométrico de Bouyoucos

En el ejemplo anteriormente dado, puede suponerse que para una profundidad « h » y un tiempo « t », a 20°C, dicha profundidad es la correspondiente

Cuadro N° 6: Comportamiento general de las propiedades en función de sus clases texturales extremas.

a partículas de radio $r=50$ micrones. Es evidente que a dicha profundidad no sólo se encontrará una concentración representativa de partículas de 20 micrones, sino también de las de 2 micrones. Si se dispone de un densímetro especial que cuantifique la densidad de ese medio a la profundidad « h », se tendrá una medida de la concentración de las fracciones limo + arcilla.

Manteniendo la probeta en reposo, si se deja transcurrir el tiempo necesario para que la fracción limo sobrepase la profundidad de la medida del densímetro, y se efectúa una nueva determinación, se tendrá una medida de la concentración de las partículas del tamaño de la arcilla.

Las densidades así medidas, mediante cálculos pueden pasarse a porcentajes de las fracciones limo + arcilla, en la primera lectura densimétrica y de la fracción arcilla en la segunda. Una simple resta arrojará el porcentaje correspondiente a la fracción limo.

Si se hacen lecturas seriadas en aumento progresivo de « t », puede obtenerse, mediante cálculos adecuados, una curva de distribución de tamaño de partículas (figura 8).

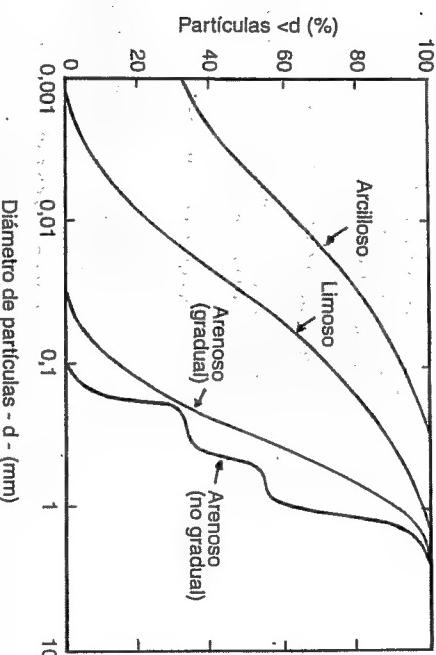


Figura 8: Curvas esquemáticas de distribución de tamaños de partículas para horizontes de diferentes clases texturales.

7. Aspectos prácticos de la textura

Anteriormente se ha dicho que la textura es la matriz potencial de un suelo. Muchas de las propiedades físicas, químicas y biológicas dependen de la textura, pero como se verá en el capítulo siguiente, las características potenciales así delineadas, pueden surrir cambios en virtud de la formación de unidades compuestas por un número variable de partículas primarias.

Las tendencias mencionadas se presentan en el cuadro N° 6.

La textura actual de un suelo es fruto de numerosas variables que interactúan en el tiempo. Entre ellas se encuentran: las características físico-químicas, el origen y la textura del sedimento madre, el clima, la vegetación, la posición en el relieve, el uso que haya hecho el hombre, etc. Es por este motivo, que aún a nivel potíero se pueden encontrar suelos de muy diferentes o contrastantes clases texturales. Sin embargo, existen ciertas tendencias zonales o regionales muy relacionadas con los factores antes mencionados que son las que se pretenden describir con ejemplos representativos del lugar.

En los ejemplos (cuadro N° 7) sólo se describen las texturas de los horizontes superficiales que, pese a que poseen el mayor impacto en el funcionamiento del sistema suelo - planta, y están relacionadas con la textura de los horizontes suprayacentes, no se puede generalizar acerca de su distribución en profundidad.

	Arenoso	Arcilloso
Porosidad total	Pequeño	Grande
Macroporos	Elevado	Bajo
Microporos	Bajo	Elevado
Retención hídrica	Baja	Alta
Aireación	Buena	Regular a menos
Permeabilidad	Buena	Moderada a mala
Temperatura	Nula	Poca amplitud
Contracción y Expansión	Amplitud	Presenta
Capacidad de cambio	Baja	Alta
Desgaste de herramientas	Elevado	Bajo
Nivel de fertilidad	Bajo	Alto
Formación de costras	Bajo	Alto
Conservación de la M.O.	Difícil	Menos difícil
Densidad aparente	Alta	Baja

8. Textura de suelos argentinos. Ejemplos

Cuadro N° 7; Ejemplos de clases texturales del horizonte superficial en suelos de la Argentina.

Provincia	Localidad / zona	Textura del horizonte superficial	
Buenos Aires/ Sur de Sta. Fe.	Ramallo Pergamino Rojas Venado Tuerto Cañada de Gómez	Franco limoso Franco limoso a franco " " " " " "	
Pampa arenosa	Peñuelas Junín	Franco arenoso a Areno-franco " "	
Pampa interserana	Trenque Lauquen	Balcarce Tres Arroyos Tandil Gral. Pueyrredón	Franco limoso a franco " " " " " "
Sector Patagónico	Médanos Carmen de Patagones	Franco a Areno-franco " "	
Delta	Campana	Arcillo limoso a Franco arcilloso	
Pampa deprimida	Pila	Franco limoso a Franco arcilloso limoso	
Río Cuarto	Dolores	Franco limoso a Franco arcilloso limoso	
Córdoba	Marcos Juárez	Franco a Franco arenoso Franco limoso a Franco arcilloso	
Villa María	Río Tercero	Franco a Franco arenoso Franco a Franco arenoso	
Entre Ríos	Federal - La Paz Diamante	Franco Arcilloso Franco arcillo limoso a Franco arcilloso Franco a Franco arcillo limoso	
Victoria			

MATERIA ORGÁNICA

Temario

1. Introducción: Características, Definiciones
2. Origen y Composición de la Materia Orgánica
 - 2.1 Transformación de la materia orgánica
 - 2.2 Proceso de descomposición y mineralización de los residuos orgánicos
 - 2.3 Síntesis de las sustancias húmicas
 - 2.4 Humificación biológica y abiólogica
 - 2.5 Factores que influyen en la humificación
3. Naturaleza y propiedades de las sustancias húmicas
 - 3.1 Estructura química
 - 3.2 Composición elemental de las sustancias húmicas
 - 3.3 Propiedades del humus
4. Clasificación de las sustancias húmicas
5. Complejos húmico-arcillosos
 - 5.1 Posibles formas de unión entre la fracción orgánica y la inorgánica en los complejos húmico-arcillosos
6. Funciones de la materia orgánica en el suelo
7. Contenido de la materia orgánica en el suelo
8. Contenido de la materia orgánica en grandes grupos de suelos argentinos

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N. 1990. The nature and properties of soils. Macmillan Publishing Company NY.
- BULOL, S.; HOLE, F. y MC CRACKEN, R. 1991. Soil genesis and classification. The Iowa State University Press, Ames.
- GAVANDE, S. 1976. Física de suelos. Principios y aplicaciones. Ed. Limusa México.
- HILLEL, D. 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press.
- NARRO FARÍAS, E. 1994. Física de suelos con enfoque agrícola. Ed. Trillas.
- PORTA, J.; LÓPEZ ACEVERO, M. y ROCAMERO, C. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundiprensa. Madrid.
- SAGyP-INTA. Proyecto PNUD ARG/85/019. 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina.
- WHITE, R. E. 1979. Introduction to the principles and practice of soil science.

MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

Ing. Agr. Marta Elvira Coni

OBJETIVOS

- Caracterizar la materia orgánica del suelo (MO), sus transformaciones y variaciones.
- Relacionar la acción de la MO con los conceptos de fertilidad y conservación del suelo.

1. Introducción

De los procesos que tienen lugar en el suelo, hay tres que son prácticamente exclusivos del mismo:

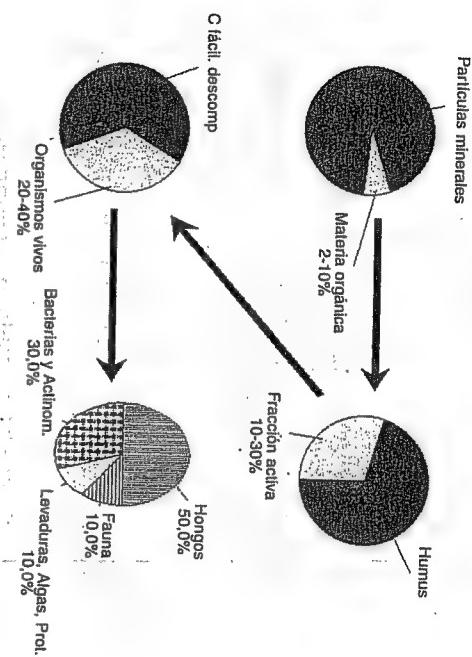
- formación de **minerales arcillosos secundarios**.
- formación de **humus**.
- formación de complejos **húmico-arcillosos**.

En este capítulo se estudia la formación de humus y complejos húmico-arcillosos del suelo.

A continuación se definen algunos términos que se usarán en el desarrollo del capítulo.

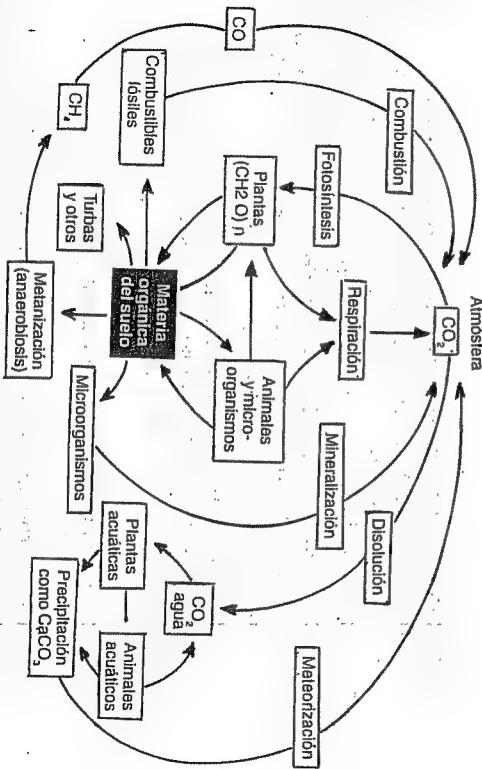
- **Materia orgánica en sentido general:** comprende los micro y meso-organismos que pueblan el suelo, raíces de plantas, todo material proveniente de organismos muertos y sus productos de transformación, des-composición y resíntesis, sobre y en el suelo.
- **Materia orgánica en sentido restringido:** se refiere a lo anterior excluyendo la materia orgánica viviente (organismos vivos y raíces), que constituye alrededor del 15% del total.
- **Residuos orgánicos:** restos de plantas y tejidos animales sin des-componer y sus productos de descomposición parcial.
- **Biomasa del suelo:** materia orgánica presente como tejido microbiano vivo.
- **Edafón** (del griego, vida del suelo): es el conjunto de organismos que habitan en el suelo.
- **Humus:** es el producto de transformaciones, descomposiciones y resíntesis de moléculas orgánicas, en las cuales no quedan vestigios microscópicamente visibles de los tejidos o células originales

En el siguiente esquema se presentan las relaciones promedio de compuestos orgánicos en suelos de pradera:



2. Origen y composición de la materia orgánica edificativa

En el ciclo de carbono (figura 1), los organismos fototróficos fijan carbono procedente del CO₂ atmosférico que pasa a formar parte de los tejidos vegetales y de microorganismos en forma de C-orgánico. Los organismos organotrofos utilizan estos compuestos orgánicos como alimento y sus restos al ser mineralizados liberen CO₂, cerrando el ciclo del carbono en la biosfera.



Materia orgánica

La materia orgánica del suelo (MO) proviene, en parte, de la incorporación de residuos animales (cadáveres y deyecciones) y restos vegetales (raíces, órganos aéreos, excreciones a nivel rizósfera, sustancias solubles de los órganos aéreos transferidas al suelo por el agua de lluvia o rocío, etc.), en distintos estados de descomposición y la biomasa microbiana.

Los restos vegetales son cuantitativamente más importantes que los residuos animales. Sus componentes, varían entre los siguientes valores: lignina 10 - 30%, celulosa 20 - 50%, hemicelulosa 10 - 28%, grasas, ceras, taninos 1 - 8%. Compuestos nitrogenados 1 - 15%, Contenido de agua 50 - 95%. Los elementos que integran estos compuestos son incorporados a la materia orgánica del suelo aportando C, N, O, S, H.

Algunos componentes de la MO, no se originan de los restos vegetales o animales, pudiendo provenir de la atmósfera o de los minerales del mismo suelo. Tal es el caso del N que en parte es aportado por la atmósfera; el P totalmente de minerales del suelo; S minerales del suelo y agua de lluvia; Ca, Mg, K y microelementos que provienen de los minerales del suelo, agua y polvo atmosférico.

La fracción orgánica puede dividirse teniendo en cuenta su complejidad y estado en dos grupos, «materia orgánica fresca» compuesta por restos de animales, plantas y organismos transformados en forma incompleta y un segundo grupo de «materia orgánica transformada o estable» que estaría constituido por los productos resultantes de la descomposición de los residuos orgánicos y síntesis microbiana y los compuestos húmicos.

La MO del suelo presenta en promedio, la siguiente composición:

Composición elemental	Porcentaje
Carbono (C)	50
Oxígeno (O)	40
Nitrógeno (N)	5
Hidrógeno (H)	5

Compuestos que la forman	Porcentaje
Sustancias húmicas	60-90
Sustancias no humificadas	10-40

2.1 Transformaciones de la materia orgánica

Los restos orgánicos, desde su llegada al suelo, son descompuestos más o menos rápidamente por los organismos del suelo.

Figura 1 Ciclo del Carbono en la Biosfera. (Adaptado de Porta, 1994).

se transforma en un intervalo de tiempo que va desde unos pocos meses a 2 años (fase de descomposición y mineralización). Simultáneamente, una parte se reorganiza formando compuestos más estables, compuestos humificados, que presentan velocidades de mineralización mucho más lentas, 1,5% ó 2% anual. De esta manera, la materia orgánica fresca es transformada poco a poco, en elementos minerales solubles o gaseosos y por otra parte, en compuestos húmicos o HUMUS.



Figura 2. Esquema simplificado del proceso de transformación de la materia orgánica del suelo (Adaptado de Porta, 1994).

La MO y sus procesos de descomposición, mineralización y humificación son de gran importancia en el medioambiente debido a:

- es fundamental para completar el ciclo del carbono (ver figura 1). Si se interrumpe el ciclo del carbono, se acumularían los residuos hasta que los suelos se convirtieran en un basural. Pronto no podrían desarrollarse los vegetales superiores por falta de N, intercambio de nutrientes y dificultades en la retención de agua.
- es una fuente de CO₂ necesaria para mantener constante su nivel en la atmósfera. Se estima que la fotosíntesis consume aproximadamente 8×10^{10} Mg año⁻¹ de CO₂. El contenido de CO₂ en la atmósfera es de aproximadamente $0,7 \times 10^{12}$ Mg y de $0,5 \times 10^{12}$ Mg en el agua del mar. Si no se repone continuamente mediante la descomposición de los residuos orgánicos, el contenido actual de 0,03% de CO₂ en la atmósfera se agotaría en pocos años. La actividad biótica del suelo aporta aproximadamente $13,5 \times 10^{10}$ Mg año⁻¹ de CO₂.

2.2 Proceso de descomposición y mineralización de los residuos orgánicos

Los residuos orgánicos añadidos al suelo son primeramente particionados y separados en sus componentes orgánicos básicos por acción mecánica de la mesofauna. Este proceso se llama DESCOMPOSICIÓN.

La acción continúa posteriormente por medio de las enzimas extracelulares liberadas por los vegetales y microorganismos fundamentalmente heterótrofos. Estos organismos son capaces de aprovechar la energía que contienen las unidades orgánicas básicas que se separan en la descomposición y oxidarlas por medio de enzimas intracelulares: MINERALIZACIÓN.

La mineralización consiste en la transformación de un elemento desde la forma orgánica a una inorgánica, por actividad de los microorganismos.

Los microorganismos incorporan continuamente al suelo un amplio rango de compuestos orgánicos que constituyen sus propios tejidos microbianos, los que son consumidos también en la mineralización. El número y grupo de microorganismos participantes depende del proceso de descomposición, la cantidad y calidad de la MO agregada al suelo y del tipo de suelo. Es importante destacar que los restos animales difieren de los vegetales. De la misma manera, los vegetales provenientes de ecosistemas forestales difieren de los sistemas pasturiles y éstos a su vez de los de agrosistemas.

Si la descomposición y mineralización se produce en aerobiosis, los productos finales de la descomposición son: CO₂, NO₃⁻, SO₄²⁻, H₂O, residuos resistentes y una gran cantidad de energía es liberada y usada por los microorganismos en sus procesos metabólicos. La transformación posterior produce sustancias humificadas.

Si la descomposición y mineralización se produce en anaerobiosis, los productos finales de la descomposición son: CH₄, H₂, R-COOH, NH₃, R-NH₂, R-SH, H₂S y residuos resistentes. Los procesos metabólicos de descomposición, mineralización y síntesis son más lentos y hay acumulación de residuos orgánicos sin humificar.

La descomposición y mineralización ocurre en tres etapas:

- es una fuente energética básica que posibilita todo el conjunto de procesos biológicos que ocurren en el suelo. Los únicos que escapan a esta consideración son los microorganismos autótrofos (por ejemplo: nitrificadores).
- es fuente básica de N y muy importante de S y P del suelo. Juega un papel preferencial en la agregación y estructuración, en la pedogénesis y tiene efectos directos sobre la retención de agua y el desarrollo vegetal.

- 1) Reacción de distintos componentes del cadáver o restos vegetales entre sí, inmediatamente o poco después de la muerte del organismo. El proceso de mayor interés desde el punto de vista cuantitativo, es la reacción de compuestos fenólicos con proteínas de las células. Un ejemplo bien visible es el cambio de color pardo - otoñal de las hojas de los árboles antes de caer.
 - 2) Destrucción mecánica de los residuos por la fauna, DESCOMPOSICIÓN y simultánea mezcla con los componentes del suelo, particularmente arcillas y microorganismos. Las modificaciones químicas en esta etapa son muy leves.
 - 3) Metabolización de los compuestos partidos y mezclados por microorganismos, MINERALIZACIÓN. Puede establecerse un orden en la velocidad de descomposición de los distintos polímeros orgánicos, ej.: cuanto mayor el contenido de lignina del resto orgánico, tanto más lento es el proceso. A la inversa, cuanto mayor el contenido de proteínas, bases y fósforo, tanto más rápido resulta. La presencia de principios inhibidores (restos resinosos de acecillas de pino, hojas de eucaliptus), retardan la mineralización. Hasta la eliminación de los inhibidores por lavado o previa acción de hongos, no continúa la mineralización.
- Resumiendo: El proceso de descomposición y mineralización de restos orgánicos, es un proceso exotérmico. La descomposición y mineralización libera 4-5 calorías por gramo de material. Como resultado de estos procesos en el suelo se producen 5 fracciones de diferente estabilidad biológica:
- **residuos carbonados de bajo peso molecular.**
 - **residuos precursores del humus.**
 - **lignina y productos resistentes.**
 - **biomasa del suelo** (incluyendo células y productos de síntesis microbiana).
 - **material orgánico sorbido sobre los coloides del suelo.**

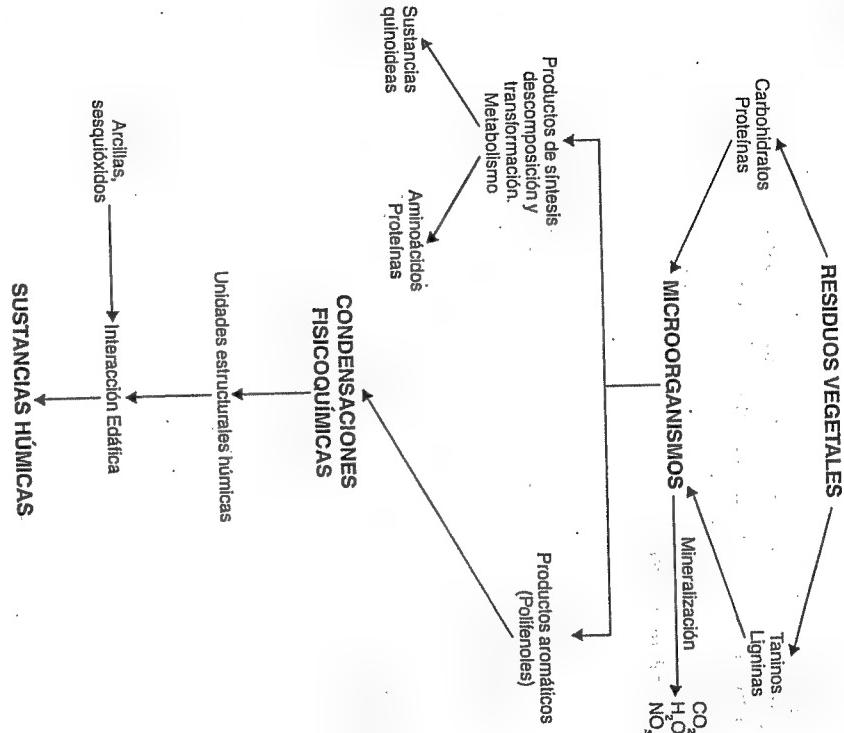


Figura 3. Esquema del proceso de descomposición, mineralización y síntesis de sustancias húmidas.

2.3 Síntesis de las sustancias húmidas

Los residuos de bajo peso molecular dan lugar a la formación de los **precursores**, que se transforman luego en sustancias húmidas. Se representa simultáneamente la mineralización de estos compuestos y la interacción de los organismos con los monómeros y sustancias húmidas ya formadas.

Los monómeros a partir de los cuales se ha de producir la nueva síntesis son: azúcares y sus derivados (hexosas, pentosas, ácido urónico y poliurónicos, etc.); alcoholes; aminoácidos; ácidos grasos; bases púricas y pirimidínicas.

La figura 4, presenta un esquema de formación de las sustancias húmicas.

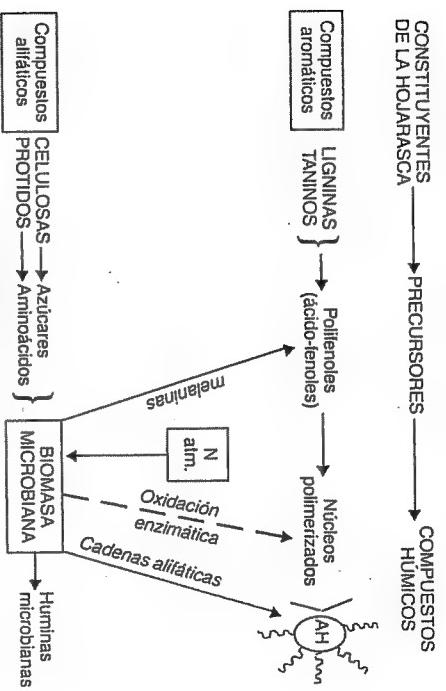


Figura 4. Formación de sustancias húmicas (Dochaufour, 1987).

Antes de entrar en el proceso de polimerización y síntesis de sustancias húmicas, los monómeros sufren una serie de transformaciones cuya característica común es incrementar su reactividad. Estos intermedios, llamados «precursores», tienen características especiales a partir de las cuales se explica su reactividad y la posibilidad de polimerizarse y formar sustancias húmicas:

- a.- Posibilidad de formar estructuras de tipo quinónico (núcleos con posibilidad de polimerizarse).
 - b.- Posibilidad de formar radicales libres (sustancias donde se presentan C con electrones sin compartir).
 - c.- Sustancias que sin cumplir con a) y b) son capaces de co-polimerizar con estos precursores reactivos.
- Los precursores para formarse requieren oxígeno (por ejemplo: introducción de OH en ciclos, pasaje de fenoles a quinonas). Sin embargo, si existe un exceso de oxígeno la oxidación continúa y los monómeros mineralizan a CO₂ y H₂O. Por lo tanto, el medio en que se van a formar los polímeros de tipo húmico se conoce como **microaerófilo** (con O₂, pero no demasiado). Las reacciones entre radicales libres pueden ser catalizadas por metales y en algunos casos puede ser autocatalítica (por ejemplo la oxidación de fenol a quinona es autocatalizada por los fenoles).

2.4 Humificación biológica y abiólogica

En la **humificación biológica** la mayor parte de los procesos de resíntesis de sustancias húmicas en el suelo tiene lugar por la actividad de la microflora y sus enzimas. Este es el caso de la mayoría de los suelos agrícolas y de pastoreo, donde el humus resultante es de alto grado de polimerización, de color oscuro, no muy ácido, con adecuada saturación de bases, buen contenido de N (relación C/N de 14 ó inferior) y baja solubilidad.

La **humificación abiólogica**, de muy baja proporción en suelos, tiene su expresión más pura en las turberas ácidas, pero predomina en los suelos podzólicos. Los procesos de polimerización a partir de los precursores proceden sin intervención de microorganismos. Las sustancias húmicas formadas en ese medio son muy ácidas, de muy escasa saturación de bases, bajo contenido de N (relación C/N de 15 a 30), de peso molecular relativamente bajo y en consecuencia más solubles. La combinación de los compuestos húmicos con material inorgánico es muy escasa. La humificación abiólogica es considerablemente más lenta que la biológica.

2.5 Factores que influyen en la humificación

Los factores que influyen en el sentido e intensidad del proceso de humificación pueden clasificarse en internos y externos. Estos factores afectan la actividad biológica y los procesos físico-químicos que condicionan la humificación biológica y abiólogica.

- Los factores internos están determinados por la naturaleza de los residuos que se incorporan: glucidos, ligninas, taninos, proteinas, etc.
- Los factores externos son los referentes al medio: el suelo y las condiciones climáticas.

Aireación: Se considera óptimo un medio suficientemente aireado pero con alternancia de períodos cortos y poco pronunciados de anaerobiosis.

Al comienzo de la descomposición de la materia orgánica, las condiciones semi-aeróbicas favorecen la oxidación de los glucidos, ácidos orgánicos y taninos; que contribuyen a la elevación de la temperatura y la acidez. Si el medio es excesivamente anaeróbico, disminuye la velocidad del proceso favoreciendo la presencia de productos residuales a expensas de la formación de humus.

Humedad: La humedad es indispensable para el proceso de humificación pero su exceso reduce en perjuicio de la aireación, con las consecuencias antes señaladas. La alternancia de humedad tiende a favorecer el enriquecimiento en humus.

Temperatura: En general las temperaturas medias del suelo, con adecuada humedad, aumentan la acumulación de humus. Un aumento de temperatura, acelera la mineralización y disminuye la síntesis de humus.

Acidez: Un pH cercano al neutro, con suficiente cantidad de alcalinotéreos favorece la acumulación de humus. Aumenta con la presencia de material arcilloso silicatado, debido a la formación de los complejos húmico-arcillosos.

3. Naturaleza y propiedades de las sustancias húmicas

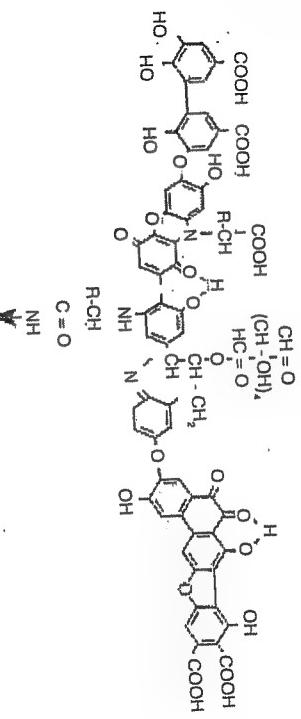
El humus existe en un equilibrio dinámico. Es continuamente degradado y reestructurado por la flora microbiana edáfica.

3.1. Estructura química

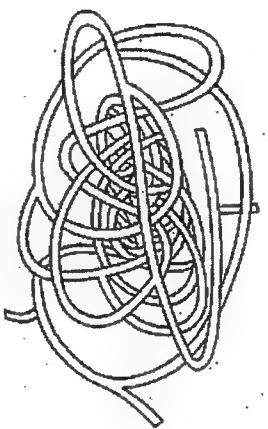
Se trata de compuestos altamente polimerizados cuyo peso molecular puede ir de 10.000 a más de 100.000. Su estructura aromática es complicada y muy variable (figura 7).

En forma esquemática se puede explicar la unidad elemental de estas estructuras considerando la presencia de un núcleo principal de carácter aromático, que tiene en su periferia uno o varios grupos reactivos, que le confieren a la materia orgánica características químicas y físico-químicas definidas. Además, se presentan puentes o grupos de enlaces que facilitan la polimerización.

(a) Propuesta de estructura química (Stevenson, 1982)



(b) Propuesta de estructura de extenso polímero de alto peso molecular (Oades, 1989)



(c) Propuesta de micromolécula con núcleo central y cadenas laterales (Bonneau, 1987)

Grupos reactivos:

- Grupos ácidos: OH fenólico, -COOH. Los carboxilos son ácidos más fuertes que los OH fenólicos, pero la fuerza de los ácidos orgánicos dependen de la configuración del resto de la molécula.
- Grupos básicos: -NH- (amino).
- Metoxilos -O-CH₃.
- Grupos coordinantes: N y O en heterociclos (los electrones no compartidos de estos elementos pueden intervenir en uniones coordinadas).

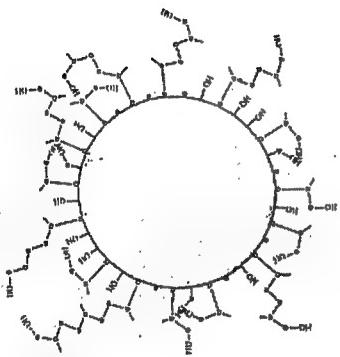


Figura 5. Estructura de compuestos húmicos.

3.2 Composición elemental de las sustancias húmicas

La composición elemental de las sustancias húmicas se encuentra dentro de los siguientes rangos:

4. Clasificación de las sustancias húmicas

Las sustancias húmicas pueden ser subdivididas en grandes fracciones de acuerdo a sus diferentes solubilidades en reactivos ácidos o alcalinos, figura 8.

Elemento	Porcentaje
C	45 - 65
O	27 - 50
H	3 - 6
N	2 - 12

La relación C/N comúnmente tiene un valor **10/1**, aunque también pueden presentarse valores de 8/1 a 15/1. Esta relación es un reflejo del equilibrio dinámico que resulta de la presencia dominante de la comunidad microbiana.

Las sustancias húmicas tienen mayor proporción de N que los restos vegetales (C/N 25 a 100), pero menor que los microorganismos (C/N 6 a 8). Cuanto más se acerca a los valores que corresponden a los microorganismos mayor carácter biológico tiene la transformación, en caso opuesto es mayor la participación abiológica.

En cuanto a la relación C/O esta regulada por el carácter microaerotílico de la transformación. A pesar de haber oxidación y posterior polymerización de las moléculas orgánicas originales, hay una disminución del contenido de O y un aumento relativo del contenido C en las sustancias húmicas.

3.3 Propiedades del humus

Sus características coloidales son de gran intensidad, superando ampliamente a las de arcilla, de la cual se diferencia además por ser de naturaleza amorfía. Partiendo de la integración de ambos en lo que se denomina complejo de adsorción, se pueden señalar las siguientes diferencias:

COMPLEJO DE ADSORCION

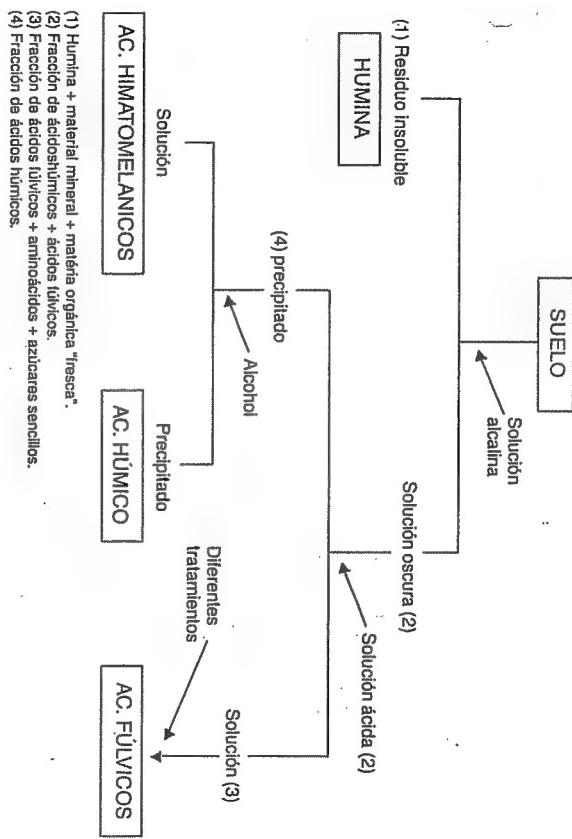


Figura 6. Fraccionamiento de la materia orgánica por métodos analíticos clásicos.

Huminas

Constituyen el grupo más heterogéneo obtenido por este fraccionamiento, debido a que se hallan en él tanto las sustancias más humificadas (más condensadas, de mayor edad, más estables, más polimerizadas, más aromá-

ARCILLA

2. Mucha cohesión y plasticidad
 3. CIC = $10\text{-}100 \text{ cmol}_{(\text{e})}\text{kg}^{-1}$
 4. Mezcla mineral de Al y Fe
 5. Cristalina
 6. Estable
 7. Menos hidrófila
 8. Sin acción microbiana

dentro de las orgánicas.

Ácidos húmicos

El peso molecular de este grupo de sustancias se encuentra entre 2.000 y 100.000. Su antigüedad y estabilidad son algo menores que en las huminas.

Es la fracción que presenta mayor capacidad de intercambio catiónico por presentar gran cantidad de grupos reactivos (carboxilos y fenoles), responsables del fenómeno.

Ácidos fulínicos

Son los componentes de menor peso molecular y mayor solubilidad, presentes en general mayor proporción de cadenas alifáticas que las fracciones anteriores.

La relación entre ácidos húmicos y fulínicos es variable según el ambiente en que se haya formado la materia orgánica. Los suelos de bosque (Alfisoles, Spodosoles y Ultisoles) se caracterizan por un mayor contenido de ácidos fulínicos que los suelos de pradera (Molisoles). Asimismo, los ácidos húmicos de los alfisoles y spodosoles son menos aromáticos que los ácidos húmicos de los Molisoles.

Puede establecerse una secuencia en estas fracciones que establece aumento o disminución de determinadas características.

PROPIEDADES	ACÍDOS FULÍNICOS	ACÍDOS HÚMICOS	HUMINAS
Color	Amarillo a pardo	Pardo a negro	Negro
Peso molecular	Bajo	Medio	Alto
% de carbono	40 - 50	55 - 60	> 55
% de nitrógeno	< 4	3 - 4	> 4
% de oxígeno	44 - 48	33 - 36	32 - 34

Grupos funcionales (mEq g⁻¹)

Acidez total	10 - 14	6 - 10	5 - 6
Grupos carboxílicos (COOH)	8 - 9	2 - 5	3 - 4
Grupos metoxílicos (OCH ₃)	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Grupos alcoholíticos (OH)	3 - 6	< 1 - 4	-
Grupos fenólicos	3 - 6	2 - 6	2
Grupos carbonílicos (C=O)	1 - 3	1 - 5	5 - 6

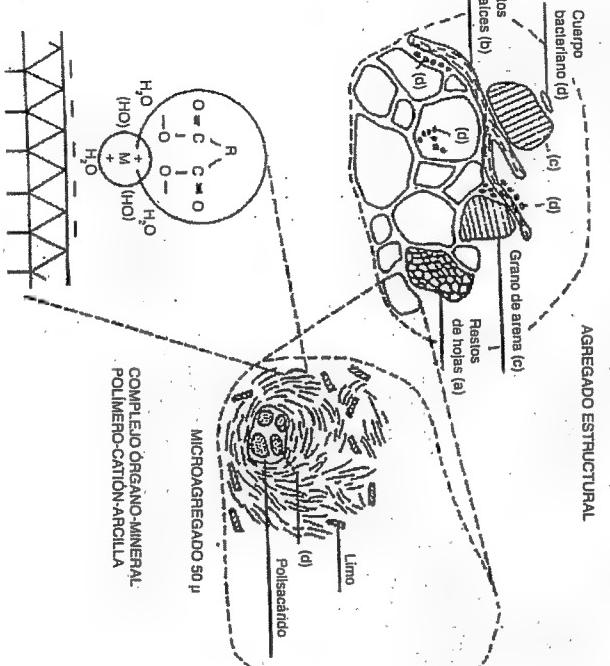


Figura 7. Estructura de los complejos organominerales y formación de agregados del suelo (Bonneau, 1987).

En suelos fértiles de clima templado entre un 70 - 90% de la MO está presente en forma de complejos con la fracción mineral, principalmente las arcillas.

La importancia de la formación de los complejos húmico-arcillosos es muy grande ya que el humus complejado de este modo, disminuye su posibilidad de ser atacado por los microorganismos y en consecuencia logra una mayor perdurabilidad.

Las propiedades del complejo, no son estrictamente las de la fracción mineral ni las de la fracción orgánica, con lo que se debe aceptar que se trata de una formación original compleja. Son la base de formación de los agregados y una de las causas de la estructura del suelo y su estabilidad.

5. Complejos húmico-arcillosos

Los macro y mesozois desempeñan un papel importante en la formación de estos complejos húmico-arcillosos, siendo el organismo más importante en sentido cualitativo la lombriz. Esta incorpora conjuntamente materiales inorgánicos (limo y arcilla) y orgánicos en su tracto digestivo que sufren un contacto íntimo; allí se mezclan con Ca y son inoculados con microorganismos.

Los agregados que se forman en la deyección de las lombrices son particularmente estables y contienen nutrientes en mayor proporción que el suelo promedio circundante.

5.1 Posibles formas de unión entre la fracción orgánica y la inorgánica en los complejos húmico-arcillosos

Los mecanismos de unión para estos casos no se encuentran aclarados aún, pero por los estudios efectuados puede en principio aceptarse alguno o varios de estos mecanismos:

- Interposición de películas de sesquioxídos entre la fracción orgánica y el material silicatado.
- Interposición de cationes.
- Interacciones dipolo-dipolo e ion-dipolo.
- Puentes de H.
- Fuerzas Van der Waals.

Las moléculas orgánicas se unirán directamente al material arcilloso silicatado por enfrentamiento de cargas de distinto signo.

Puede asimismo admitirse la interacción de los aniones orgánicos con las cargas positivas de las aristas del material arcilloso silicatado, pero esta vía no podría explicar la estabilidad de estos complejos.

La posibilidad de interacción entre láminas de arcillas y la intensidad de la unión es mayor para coloides orgánicos lineales que cíclicos. Se sabe que moléculas orgánicas no demasiado grandes (azúcares y aminoácidos) pueden entrar en el espacio entre paquetes del material arcilloso expandente, desplazando el agua y expandiendo el material arcilloso. Favorecen la interacción el contenido de cationes bivalentes como elementos saturantes de las cargas negativas de los coloides y los bajos contenidos de agua del sistema.

La formación de estos complejos puede ser una vía importante de unión de partículas para llegar a formar agregados.

6. Funciones de la materia orgánica en el suelo

En la edafogénesis

- Movilización de Fe, Al, Mn en la forma química de quelatos.
- Peptización y flocculación de minerales de arcilla.
- Acción disolvente sobre los minerales del suelo de ácidos orgánicos de la rizósfera y colonias de microorganismos.
- Reducción de elementos susceptibles de participar en reacciones redox (Fe - Mn).

- Favorece la agregación y estructuración.
- Aumenta la retención hídrica.

- Porosidad y aireación: la presencia de MO tiende a equilibrar el sistema poroso. En suelos arcillosos tiende a aumentar los mesoporos y en arenosos los microporos.

- Régimen térmico: la MO causa 2 efectos: incrementa la absorción de energía radiante del suelo al disminuir su albedo y atenúa las fluctuaciones de temperatura por tener mayor calor específico que la fracción inorgánica.

SUSTANCIA	CALOR ESPECÍFICO (cal g ⁻¹)
Humus	0,3-0,4
Minerales	0,2
Agua	1

- Plasticidad: La presencia de MO tiende a desplazar el rango de plasticidad de un suelo hacia mayores contenidos de agua. Como los labores deben efectuarse a contenidos de agua menores al límite inferior de plasticidad; cuanto mayor sea el contenido de MO de un suelo, tanto mayor podrá ser el contenido de agua admitido para su laboreo.
- Acción antierosiva: Se debe al mejoramiento de la agregación.

En las propiedades físico-químicas

- Aumenta la capacidad de intercambio catiónico.
- Aumenta la capacidad reguladora ácido - base.
- Aumenta la estabilidad coloidal como gel.
- Tiende a acidificar los suelos.
- Influye sobre los procesos de óxido-reducción.

En las propiedades bioquímicas

- Fuente de nutrientes. A través de la mineralización se liberan en forma inorgánica: N - P - S.
- Fuente de energía para procesos microbianos.

Propiedades fisiológicas

- Las sustancias fisiológicamente activas del suelo son: las Vitaminas, las Auxinas (ALA, gibberelinas), los Antibióticos, las enzimas. Las sus-

tancias húmicas del suelo, siendo productos de presencia masiva y en muchos casos menos fáciles que las sustancias mencionadas en el párrafo anterior, también exhiben una notable variedad de efectos fisiológicos:

- alteran la permeabilidad de membranas celulares presentando características antibióticas.
- pueden activar la respiración celular.
- pueden inducir la formación de mayores concentraciones de azúcares en los líquidos intracelulares de plantas superiores.
- pueden tener efectos auxínicos.
- podrían conferir mayor resistencia a la sequía en algunas especies vegetales.
- pueden inducir alelopatías (comprende todas las influencias de las plantas entre sí). Los residuos de muchas especies cultivadas especialmente gramíneas originan durante su descomposición en el suelo sustancias que podrían inhibir el desarrollo de cultivos subsiguientes. El conocimiento de estos hechos es de gran importancia para decidir las rotaciones adecuadas.
- afectan por su combinación con moléculas orgánicas, la bioactividad, persistencia y biodegradación de los pesticidas.

7. Contenido de materia orgánica del suelo

El contenido de materia orgánica de los suelos varía entre 0,5 y 15% de acuerdo con su génesis. Los contenidos se pueden clasificar en: < 1% bajo; 1-2% medio bajo; 2-4% medio; 4-8% alto; 8-12% muy alto y > 12% extremadamente alto (turberas).

En los suelos no cultivados, la cantidad depende de los factores formadores. Cuando el suelo se coloca en producción agrícola se alcanza un nuevo equilibrio que depende de las prácticas culturales y del tipo de suelo, con una pérdida neta de materia orgánica.

El contenido de MO de los suelos varía en función de:

a) Relieve

Actúa en varios sentidos. Uno de ellos se refiere a la humedad que siempre es mayor en las partes bajas en comparación con las altas. Ello da una mayor posibilidad de masa vegetal y en consecuencia mayor aporte de MO. Se agrega a ello que cuando se presenta exceso de agua, retarda la descomposición mineralización y aumenta el contenido de MO del suelo.

Otro aspecto está relacionado con la erosión. Las pendientes en general están sujetas a problemas de erosión, con la pérdida de la capa superficial del

Suelo que es la que recibe el material orgánico y en consecuencia su acumulación en los bajos.

También el relieve puede dar mayor o menor exposición y ángulo de incidencia a las radiaciones solares, las que determinan la temperatura y producción vegetal que influyen en el contenido de MO del suelo.

b) Clima

Qualitativamente es el factor de mayor influencia dependiendo de la temperatura y las precipitaciones.

Cuanto mayores son las precipitaciones mayor la vegetación y en consecuencia el aporte de MO al suelo. Cuanto más alta la temperatura, si bien favorece el crecimiento vegetal, acelera la descomposición de la materia orgánica, por lo tanto menor contenido de MO del suelo.

La relación precipitación - temperatura puede resumirse así:

- Clima húmedo: mayor producción vegetal, mayor MO del suelo.
- Clima cálido: mayor descomposición, menor MO en el suelo.
- Clima frío: menor descomposición, mayor MO del suelo.
- Clima seco: menor producción vegetal, menor MO del suelo.

c) Vegetación

En formaciones de bosques, particularmente en climas húmedos, la MO se acumula en superficie en los primeros centímetros y luego decrece bruscamente. En cambio, en formaciones herbáceas se distribuye con mayor homogeneidad.

d) Material original

La naturaleza del material original, particularmente en lo que se refiere a los minerales presentes, en el sentido de que cuanto mayor la disponibilidad de elementos tanto mayor el crecimiento vegetal y en consecuencia el aporte de MO al suelo. La textura del material tiene también sus efectos en el sentido de que las texturas gruesas en general retienen menor contenido de MO, mientras que las finas tienden a ser más ricas y menos aireadas presentando mayor contenido de MO.

e) Tiempo

Partiendo de la regolita, la que carece de MO, en la medida que el suelo evoluciona se va enriqueciendo en materia orgánica. Al llegar un suelo a su climax se entiende que el nivel de la misma se estabiliza. El equilibrio se alcanza en un período que varía entre 110 a más de 1.500 años.

f) Acción antrópica

La acción del hombre puede aumentar, disminuir o mantener el nivel de MO de un suelo conforme al manejo, el que deberá ser el adecuado para cada marco ecológico a efectos de mantener, el nivel de MO. Los cultivos de cosecha, particularmente aquellos que dejan poco rastrojo, producen con los años una disminución del contenido de MO de los suelos, mientras que las praderas permanentes bien manejadas tienden a enriquecerlo.

8. Contenido de materia orgánica en grandes grupos de suelos de la provincia de Buenos Aires

Orden	Gran Grupo	MO (%)
Aridisol	Natrargid	0,9
	Calciortid	1,2
	Fluvacluent	4,8
	Torrifluvent	1,9
Entisol	Cuarpsisament	0,03
	Udipsament	0,8
	Argialbol	2,2 - 2,5
Molisol	Natralbol	2,0
	Argiacuol	2,0
	Natracuol	1,5
	Rendol	1,3 - 5,0
Alfisol	Argiudol	2,0 - 4,0
	Hapludol	1,0 - 2,4
	Haplustol	1,0 - 2,4
	Natracualf	0,7 - 1
Vertisol	Natrustalf	0,7 - 3,0
	Peludert	6,0 - 10,7

Tomado de: SEAGP (INTA Atlas de Suelos Rep. Arg. 1990).

Bibliografía de apoyo

- LABRADOR MORENO J.** 1996. La materia orgánica en los agrosistemas. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Ed Mundi-Prensa.
- MC LAREN, R.G. AND K.C. CAMERON.** 1994. Soil Science. An Introduction to the properties and management of N.Z. soil. Ed Oxford University Press.
- PORTA J.; LOPEZ ACEVEDO M.; Y ROQUERO C.** 1994. Edatología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Ed. Mundi-Prensa, pp 167-202.
- STEVENSON, F.J.** 1982. Humus chemistry. Genesis composition, reactions. J. Wiley & Sons.
- STEVENSON, F.J.** 1986. Cycles of soil, carbon nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrients. J. Wiley & Sons.
- WILSON W.S., T.R. GRAY, D.J. GREENSLADE, R.M. HARRISON Y M.H. HAYNES.** 1991. Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and the Environment. Ed. W. S. Wilson.

ORGANISMOS DEL SUELO

Temario

1. Introducción
2. El suelo como habitat para los microorganismos
3. Microorganismos del suelo
4. Estrategias de los microorganismos para la obtención de energía y nutrientes
5. Importancia de la biomasa microbiana en el suelo
6. Macroorganismos o "Fauna Edálica"

ORGANISMOS DEL SUELO

Ing. Agr. Alejandro Costantini

OBJETIVOS

- Introducirse al conocimiento de los organismos que habitan el suelo, que se relacionan con los ciclos de los elementos, la descomposición de la materia orgánica y propiedades de los suelos en general.

1. Introducción

La biología de suelos se ocupa de los componentes vivos del sistema, responsables en gran parte de las transformaciones que sufren los nutrientes para las plantas. Radica aquí la importancia del conocimiento científico de modo de propiciar un manejo adecuado en las actividades agrícolas que maximice la contribución de los organismos que pueblan el suelo a la productividad agropecuaria. Vale recalcar que con el énfasis dado a la biotecnología aplicada a la agricultura nuevos elementos podrán ser utilizados, y de hecho ya lo están siendo, en la actividad agrícola.

Una característica importante de la biología del suelo que debe ser remarcada, es la de ser generadora de tecnología económica para el productor y de bajo costo energético, pudiendo alcanzar la unidad agrícola la proximidad de la autosuficiencia energética. Esto implica que debe recibir por parte de investigadores, técnicos y productores la mayor atención de modo de aprovecharla en la forma más eficiente posible.

Existen en el suelo numerosas formas de organismos distribuidos en lo que puede llamarse una «Pirámide poblacional», esto es, los organismos de menor tamaño son los más abundantes y los que representan la mayor proporción con respecto a la masa viva total (con excepción de las lombrices). Es debido a esto que en esta sección se pone énfasis en los microorganismos.

2. El suelo como hábitat para los microorganismos

En un ambiente tan complejo como el suelo, donde los factores químicos y físicos interactúan continuamente, influyendo las condiciones de humedad, temperatura, reacción del suelo, aireación, etc., se puede notar que las comunidades microbianas presentes están regidas fuertemente por estos factores y afectan de sobremanera la composición microbiana, tanto cualitativa como cuantitativa.

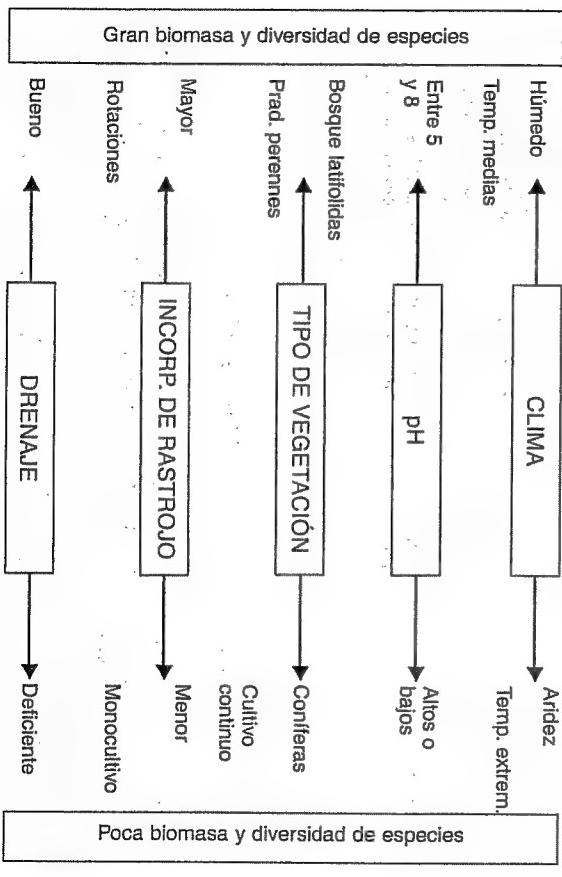
Por ser el mayor componente protoplasmático de un organismo vivo, el agua debe estar presente en cantidades adecuadas para asegurar un buen desarrollo. El contenido de agua de un suelo es responsable por las modificaciones en el intercambio gaseoso y, al mismo tiempo, por el transporte de los nutrientes utilizados por los microorganismos para su crecimiento.

La temperatura del suelo, depende de factores tales como cobertura vegetal, tipo de suelo, humedad, etc. Hay temperaturas máximas y mínimas que determinan la actividad y tasa de crecimiento de los microorganismos. En este sentido, también ocurren variaciones diarias, estacionales y de acuerdo a la profundidad.

Por lo general, la biomasa del suelo y la mayoría de los grupos individuales de microorganismos decrecen en la medida en que se desciende en el perfil del suelo. Esta distribución no es sorprendente ya que los nutrientes inorgánicos y los sustitutos energéticos disponibles están presentes en mayor cantidad cerca de la superficie. Además de la distribución de nutrientes otros factores físicos y químicos se tornan de importancia, tales como la temperatura, la presión osmótica, la radiación, el pH, la calidad de los nutrientes inorgánicos, el potencial de óxido - reducción, etc.

Los microorganismos son probablemente los principales determinantes de la estructura del suelo. Un atributo correspondiente a una buena estructura es que existan poros llenos de gases en número suficiente para permitir el intercambio con la atmósfera.

Cada ambiente en particular tiene sus organismos mejor adaptados a las condiciones existentes, que son entonces los más activos. La dinámica de los organismos del suelo puede resumirse en el siguiente cuadro:



3. Microorganismos del suelo

El estudio de los microorganismos en el suelo es hecho generalmente en tres niveles: 1) determinación de su forma y disposición en el suelo; 2) aislamiento y caracterización y 3) detección de su actividad. Los estudios se realizan tanto en las comunidades en su ambiente natural como con una sola especie en condiciones de laboratorio. No obstante, para alcanzar una comprensión global de los microorganismos, es necesario combinar estas dos formas de estudio.

En el suelo se encuentran todos los tipos conocidos de microorganismos. Una de las divisiones más importantes es la de procariotas (bacterias y algas clorofíceas o cianobacterias) y eucariotas (hongos, algas y protozoarios). Estos últimos son más altamente organizados. Los procariotas no poseen membrana nuclear, retículo endoplasmático ni mitocondrias, mientras que los eucariotas poseen todas estas características. Los tamaños promedio de algunos microorganismos y su comparación con las partículas primarias del suelo y otros organismos presentes en el mismo pueden verse en el cuadro Nº 1.

Cuadro Nº 1: Tamaño promedio de algunos microorganismos y componentes minerales del suelo.

Arena	50-2.000 μm
Limo	2-50 μm
Arcilla	< 2 μm
Bacterias	0,5-1,0 μm
Actinomicetos	1,0-1,5 μm
Hongos	0,3-10 μm
Nematodos	1-2 mm (algunos son microscópicos)
Moluscos	> 20 mm
Lombrices	> 20 mm

Hongos: son los principales contribuyentes a la biomasa del suelo, llegando en algunos casos al 70% de la masa microbiana total, aunque en ciertas circunstancias las bacterias pueden tornarse más importantes en la zona de la rizosfera. Pueden ser unicelulares, como las levaduras, o pluricelulares, como los hongos filamentosos. Poseen formaciones denominadas hifas, que son filamentos tubulares con diámetros que pueden oscilar entre 3-10 μm de diámetro. El conjunto de hifas constituye lo que se denomina micelio. Estas hifas son de gran importancia en la unión de partículas para formar agregados.

Los hongos no poseen clorofila y por lo tanto deben obtener carbono para su síntesis celular a partir de materia orgánica ya formada.

Son predominantes en suelos ácidos, donde sufren menor competencia con las bacterias y actinomicetas, que resultan favorecidos por valores de pH que se encuentran en el rango neutro - alcalino.

En cuanto a las condiciones del suelo para su desarrollo, en términos generales, puede decirse que la humedad ideal se ubica entre el 60 - 70% de su capacidad de retención de agua. Pueden encontrarse en una amplia gama de temperaturas, predominando en el suelo las especies mesófilas. Se trata en general de organismos aeróbicos.

Algunos géneros de hongos de importancia son: *Mucor*, *Rhizopus*, *Aspergillus*, *Fusarium*, *Rhizoctonia*, etc. Los hongos son más efectivos que las bacterias en la descomposición de tejidos muy lignificados. También son más eficientes que éstas en cuanto a la cantidad de carbono metabolizado que es incorporado a su masa celular.

Bacterias: las bacterias del suelo forman el grupo de microorganismos que presenta mayor abundancia y diversidad entre las especies. Este grupo presenta una elevada tasa de crecimiento y alta capacidad de descomposición de los sustratos presentes en el suelo, ejerciendo por lo tanto un importante rol en la descomposición de la materia orgánica y el ciclado de los nutrientes. También existen en el suelo bacterias fotosintéticas, responsables de la producción de materia orgánica a través de la utilización de energía lumínica.

Otro grupo de bacterias de importancia son las diazotróficas, capaces de fijar nitrógeno molecular (N_2) presente en la atmósfera.

En suelos anegados toman importancia las bacterias anaeróbicas.

Las algas cianofíceas o cianobacterias son fotosintéticas y tienen importancia en la agricultura, donde existe una fuente apropiada de agua en la superficie y luz solar, dado que ellas fijan nitrógeno atmosférico.

Entre las muchas bacterias de importancia presentes en los suelos pueden mencionarse:

- Azotobacter (fijación de nitrógeno atmosférico)
- Azospirillum (fijación de nitrógeno en simbiosis asociativa)
- Clostridium (descomposición de la celulosa en medio anaeróbico)
- Cytophaga (descomposición aeróbica de la celulosa)
- Nitrosomonas y Nitrobacter (proceso de nitrificación)
- Rhizobium (fijador simbótico de nitrógeno).

4. Estrategias de los microorganismos para la obtención de energía y nutrientes

Todos los sistemas vivos requieren un suministro de nutrientes y energía en cantidad y forma adecuada. De este modo, para comprender la función de

los diversos grupos de microorganismos en el sistema suelo planta, así como su capacidad de supervivencia, es necesario conocer la forma con la que ellos satisfacen sus demandas y los mecanismos que desarrollaron para capturar, conservar y transferir la energía requerida para la biosíntesis.

Una forma sencilla de clasificar a los organismos según su categoría nutricional es la de clasificarlos en autótrofos (capaces de obtener todo el carbono que necesitan para su síntesis a partir del CO_2 , y por tanto, totalmente independientes de la presencia de compuestos orgánicos preexistentes) y heterótrofos (obtienen el carbono para la biosíntesis a partir de compuestos orgánicos ya formados).

Hoy se conocen microorganismos que a pesar de utilizar compuestos inorgánicos como principal fuente de energía, y CO_2 como fuente de carbono, requieren específicamente compuestos orgánicos para que se puedan desarrollar.

Otras clasificaciones contemplan no sólo la fuente de carbono utilizada por los microorganismos, sino también la fuente de la que obtienen energía metabólicamente útil. Esta clasificación se muestra en el cuadro N° 2.

Cuadro N° 2. Clasificación de los organismos según las fuentes de carbono y energía utilizadas.

Tipo	Fuente de Energía	Fuente de Carbono	Ejemplo
Fotoautótrofos	Luz	CO_2	Plantas superiores, algas, cianobacterias
Fotoorganótrofos	Luz	Sustancias orgánicas	Algunas algas orgánicas y bacterias
Quimioautótrofos		CO_2	Nitrificadores, Thiobacillus
Quimiororganótrofos	Sustancias minerales	Sustancias orgánicas	Animales, protozoos, hongos y la mayoría de las bacterias

5. Importancia de la biomasa microbiana en el suelo

Pese a que la biomasa microbiana del suelo comprende sólo del 1 al 5% del carbono orgánico total del suelo y del 5 al 8% del nitrógeno total, el hecho de ser más lábil que el volumen global de la materia orgánica presente en el suelo la hace de importancia como fuente de suministro de nutrientes para las plantas. Es además agente de cambios químicos, interviniendo en la descomposición de la materia orgánica, síntesis de sustancias húmidas, varias eta-

pas del ciclo del nitrógeno (nitrificación, fijación de N atmosférico, etc.), mineralización de P orgánico, transformaciones del S, fenómenos de oxidación y reducción del Fe y Mn, entre otros. Los microorganismos también actúan descomponiendo sustancias tóxicas, sean ellas generadas por plantas u otros organismos o por el agregado de agroquímicos.

Existen asociaciones simbióticas de importancia entre raíces de plantas y microorganismos, que serán vistas en los capítulos correspondientes de N y P.

Las determinaciones de biomasa microbiana se han mostrado sensibles en la detección de cambios que se producen en el contenido de materia orgánica de los suelos como consecuencia de la implementación de diferentes manejos. Experimentos realizados por la Cátedra de Edafología de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires en suelos de Marcos Juárez, (Provincia de Córdoba) y Pehuajó (Provincia de Buenos Aires), empleando diferentes sistemas de labranza (siembra directa, labranza reducida y labranza convencional), muestran como la biomasa microbiana marca, en mayor medida que el carbono orgánico total, los cambios que se producen en el suelo como consecuencia del manejo (Fig 1). Además, indica como los sistemas más conservacionistas presentan una menor degradación del componente orgánico de los suelos y especialmente del "pool" de carbono microbiano (Figura 2).

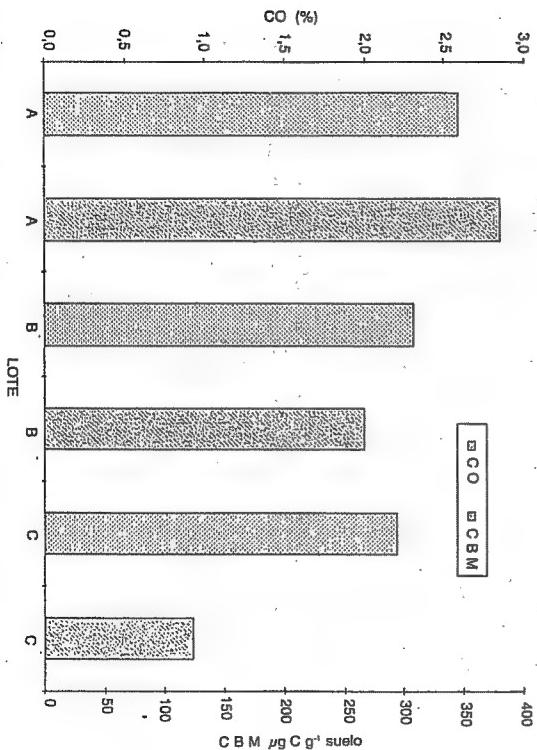
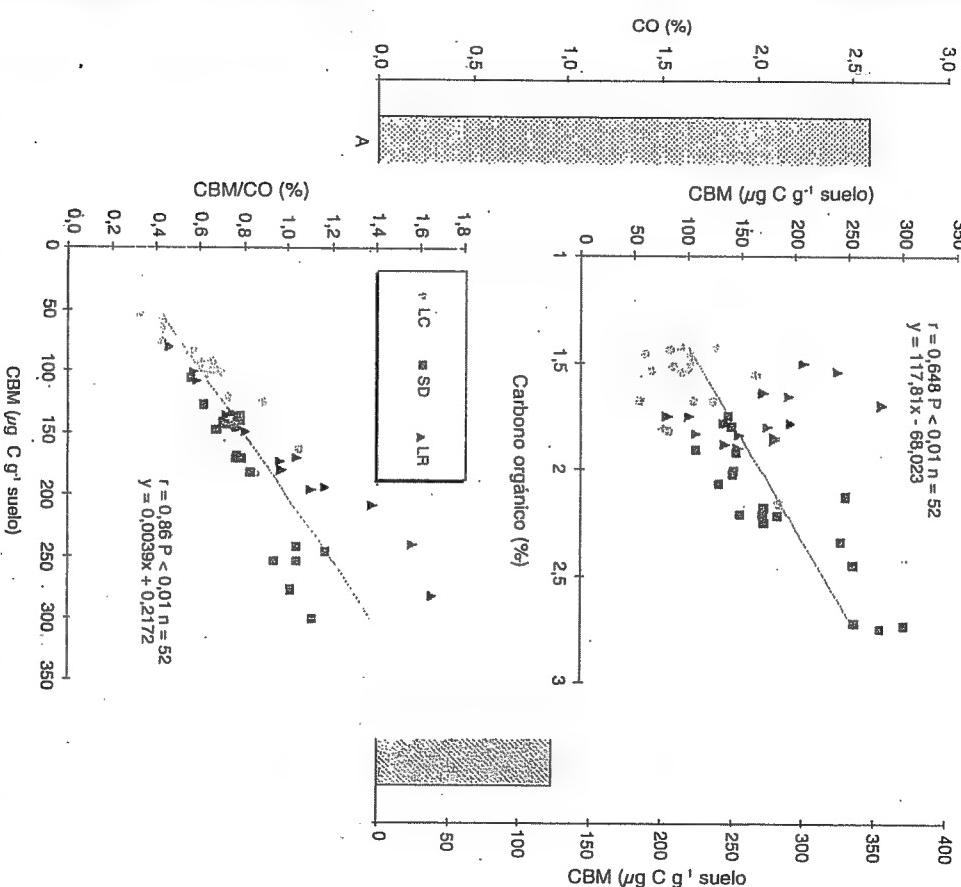


Figura 1: Variaciones en los contenidos de carbono orgánico total (barras más claras) y carbono de biomasa microbiana (barras más oscuras) al cabo de la implementación de diferentes manejos. A= 8 años de pastura seguida de avena; B= 5 años de pastura seguidas de maíz con siembra directa Y C= idem anterior pero con maíz realizado bajo labranza convencional. Suelo franco arenoso. Localidad Pehuajó. Costantini et al., (1995).

Figura 2: Relación entre los contenidos de carbono de biomasa microbiana y carbono orgánico total y entre carbono de biomasa microbiana y su relación con el carbono orgánico total (CBM/CO) para suelos de Marcos Juárez, Córdoba bajo tres sistemas de labranza, durante 6 años. Costantini et al., (1996).



La ya mencionada influencia de los microorganismos en la estructura del suelo, puede verse en la Fig. 3 que relaciona la cantidad de macroagregados estables al agua con el contenido de carbono en la biomasa microbiana.

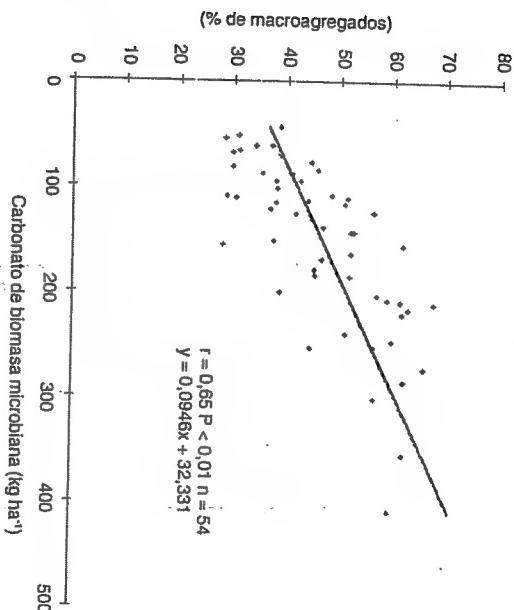


Figura 3. Relación entre el contenido de carbono de biomasa microbiana y el porcentaje de macroagregados estables al agua. Localidad: Marcos Juárez, Córdoba. Cosentino et al., (1998).

6. Macroorganismos o fauna edáfica

Aunque la importancia agronómica de los microorganismos edáficos -en relación al ciclo orgánico- es indiscutible, no lo es menos la de los macroorganismos o "fauna edáfica", no obstante hayan recibido poca atención por los edafólogos a lo largo del tiempo. Así, los estudios en zoología de suelos han realizado muchos más trabajos sobre el efecto del ambiente del suelo sobre la fauna que de los efectos de la fauna sobre el suelo.

El conjunto de invertebrados asociados en el compartimiento suelo-hojarrasca es llamado fauna del suelo. Tal asociación da por resultado una participación en los procesos de descomposición y ciclado de nutrientes, y también la modificación de las propiedades físicas y químicas, debido al movimiento de estos organismos en el perfil del suelo. Otra definición posible es decir que

un animal del suelo es aquel que participa en su dinámica. El término "verdadero animal del suelo" es reservado por algunos investigadores para los animales que viven permanentemente en el interior de los suelos y presentan ciertas características especiales tales como movilidad limitada, reducción visual, respiración cutánea, desarrollo de órganos táctiles, baja resistencia a la desecación, poca pigmentación y tamaño reducido, entre otras.

En verdad, muchos de estos organismos son acuáticos y viven asociados a la película de agua que hay en el suelo. En el caso de los grupos que constituyen la microfauna del suelo, con tamaños entre 4 μm y 100 μm (protozoarios, nematodos, etc.), estos animales actúan de manera indirecta en el ciclo de los nutrientes a través de la ingestión de hongos y bacterias.

La mesofauna edáfica de los invertebrados puede ser clasificada también de acuerdo al papel que desempeña en el ecosistema. Así se los puede clasificar en epigeicos (viven y se alimentan en la superficie del suelo), anecos (se alimentan en la superficie y viven en capas subsuperficiales, construyendo galerías) y endogeicos (viven y se alimentan en el interior del suelo).

El suelo puede ser visto como un compuesto de diferentes esferas de influencia de los organismos, las cuales definen muchas de las heterogeneidades especiales y temporales que caracterizan al suelo. Alguna de esas esferas son:

Detrítosfera: zona de depósito de detritos animales y vegetales

Diríosfera: zona de interfase entre el suelo y la hojarasca

Porosfera: Zona de bioporos, abiertos o destruidos por los organismos

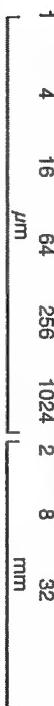
Aggregadosfera: Zona definida por los agregados formados bajo la influencia de los organismos

Rizosfera: zona de influencia directa de las raíces.

La mesofauna del suelo presenta un diámetro corporal entre 100 μm y 2 mm y comprende ácaros, colémbolos, algunos grupos de miriápodos, arácnidos y diversos órdenes de insectos, así como algunos oligoquetos y crustáceos. Este conjunto de organismos, a pesar de ser extremadamente dependiente de la humedad del suelo, es characteristicamente terrestre. Las actividades tróficas de estos animales incluyen tanto el consumo de microorganismos como de microfauna, así como también la fragmentación del material vegetal en descomposición.

Los animales de la macrofauna del suelo presentan diámetro corporal entre 2 y 20 mm y pueden pertenecer a casi todos los órdenes encontrados en la mesofauna, exceptuando ácaros y algunos otros. Por encima de 20 mm de diámetro corporal, los invertebrados del suelo pasan a la categoría de megafauna, compuesta por algunas especies de oligoquetos, diplópodos, quilípodos y coleópteros. Estas dos categorías tienen como función principal la fragmentación de restos vegetales y animales, la predación de otros invertebrados y la modificación de la estructura del suelo, a través de la actividad de excavación y producción de conglomerados de excretas y partículas del suelo. La clasificación por tamaño de la biota del suelo puede verse en la siguiente figura:

Micoflora e Microfauna	Mesofauna	Macrofauna	Megaflora
<u>Bacteria</u>			
<u>Fungi</u>	Acaí	Areneida	
<u>Nematoda</u>	Collambola	Opiliónida	
<u>Protozoa</u>	Protura	Coleóptera	
<u>Rotifera</u>	Diploida	Megadrilí (lombrices)	
<u>Sympyla</u>			
<u>Echhytraeidae</u>			
<u>Isópoda</u>			
<u>Isópoda</u>			
<u>Chilopoda</u>			
<u>Diplopoda</u>			
<u>Mollusca</u>			



Los animales del suelo también pueden ser clasificados de acuerdo con el lugar del ambiente del suelo en donde se los encuentra, incluyendo horizontes minerales y orgánicos, como se presenta en el cuadro Nº 3.

Cuadro Nº 3: Clasificación de los animales del suelo según su hábitat.

Permanente	Todos los estadios del animal residen en el suelo	Sympyla, diplópodos, ácaros, coleómbolos
Temporal	Un estadio activo en el suelo, otro no	Larvas de muchos insectos
Periódicos	El animal se mueve para dentro y fuera del suelo con frecuencia	Formas activas de muchos insectos
Alternantes	Una o más generaciones en el suelo. Otras en su superficie	Algunos áfidos y avispas
Transitorios	Sólo los estadios inactivos (huevos, pupas) en el suelo	Muchos insectos
Accidentales	El animal cae o es arrastrado por la lluvia	Larvas de insectos que viven en la copa de los árboles

Existen otras formas de clasificar a la fauna del suelo. Una forma es por su hábito de movimiento, la cual puede estar relacionada con la distribución de los alimentos, variaciones de humedad y temperaturas (diarias y

estacionales) así como otros estímulos ambientales. Un animal puede vivir en un territorio, puede tener hábitos emigratorios (sale de su territorio y no vuelve), o migratorios (sale de su territorio pero retorna). Otra forma es por su hábito de alimentación. Así se los puede clasificar como saprófagos, predadores, herbívoros, fitófagos, omnívoros y micrófagos.

Fauna del suelo como indicadora de modificaciones en los agroecosistemas

Para una introducción en este tema se hace necesario definir los conceptos de población y comunidad. Se llama población al conjunto de individuos de la misma especie, que coexisten en una misma área, presentando características tales como tasa de natalidad, mortalidad, estructura etaria, emigración, migración, etc. Una comunidad es el conjunto de poblaciones que se presentan juntas en el tiempo y el espacio, estableciendo relaciones tales como competición, predación, simbiosis, etc. Un ecosistema es cualquier unidad que abarca a todos los organismos que funcionan en conjunto (la comunidad) en un área determinada, interactuando con el ambiente físico de tal forma de producir un flujo de energía y un ciclado de material entre las partes vivas y no vivas.

La abundancia es una propiedad de la fauna del suelo (en realidad lo es de la biota en general). Se mide como biomasa o como cantidad. Tales medidas deben estar necesariamente asociadas a unidades de área o de volumen.

Las prácticas agrícolas provocan alteraciones en la fauna edáfica y en los microorganismos, en diferente grado. Las labranzas y el uso de productos químicos provocan efectos directos e indirectos sobre la biota del suelo. Wardle (1993) señala que la evaluación de las perturbaciones provocadas en los suelos por la actividad agrícola podría ser realizada a través del estudio de la cadena trófica, así como por el estudio de las especies y géneros presentes en los suelos.

Los invertebrados pueden ser utilizados como indicadores de la calidad de suelo. Para evaluar la calidad del suelo Stork y Eggleton (1992) proponen usar la diversidad como línea fundamental, así como la identificación de "especies llave" para cada ecosistema o agroecosistema. Se entiende que un índice de calidad de suelo debería incluir tres medidas de invertebrados, así como dos o tres parámetros físicos, químicos, hidrológicos y microbiológicos de los suelos.

Organismos del Suelo**INTERVENCIÓN EN EL AMBIENTE****REDUCCIÓN EN LA DIVERSIDAD VEGETAL****CAMBIOS EN LA DISPONIBILIDAD DE RECURSOS****CAMBIOS EN LA BIODIVERSIDAD ANIMAL Y MICROBIANA****CAMBIOS EN EL FUNCIONAMIENTO DEL ECOSISTEMA****PRODUCTIVIDAD ↔ SUSTENTABILIDAD**

El papel de la biota del suelo es fundamental para que sean establecidos parámetros de sustentabilidad, para los más diferentes ecosistemas, en el sentido de garantizar la sustentabilidad de la explotación agrícola en diferentes ecosistemas. Conocer como se comporta, como reacciona y como puede ser mejor aprovechada la actividad de la mesofauna, es por cierto una de las claves más importantes para el manejo de la sustentabilidad.

- ALEXANDER, M. 1977. *Introduction to Soil Microbiology*. 2nd. Edition. John Wiley & Sons. New York.. 467 pp.
- ANDERSON, J.P.E. y K.H. DOMSCH 1978. Mineralization of bacteria and fungi in chloroform-fumigated soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 10, 207-213.
- CARDOZO, E; TSAL, S; NEVES, MC. 1993. Microbiología do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Campinas (SP). 360 pp.
- COSSENTINO, D; COSTANTINI, A; SEGAT, A AND FERTIG, M. (EX - AEQUO). 1998. Relationships between organic carbon fractions and physical properties of an argentine soil under three tillage systems. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 33 : 981-986.
- COSTANTINI, A.O. y A.M. DE L. SEGAT (EX AEQUO) 1994. «Seasonal changes in soil microbial biomass of brazilian soils with different organic matter contents. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 25, (17-18) : 3057-3068.
- COSTANTINI, A; COSSENTINO, D AND SEGAT, A (EX - AEQUO). 1996. Influence of tillage systems in biological properties of a typical Argiudoll soil under continuous maize in Central Argentina. *Soil and Plant Analysis*, 26, (17-18) : 2761-2767.
- EMBRAPA, UAPPB. 1988. A Biología do solo na agricultura. EMBRAPA, UAPPB, Seropédica, Rio de Janeiro, Brasil. 41 pp.
- LABRADOR MORENO, J. 1996. La Materia orgánica en los agrosistemas. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. España. Editorial Mundial Prensa. Madrid. 174 pp.
- LYNCH, J.M. 1986. Biotecnología do solo: Fatores microbiológicos na produtividade agrícola. Editora Manole, São Paulo, Brasil.
- MC LAREN, R.G. & K.C. CAMERAN. 1994. *Soil Science*. De, Oxford University Press.
- SIQUEIRA, JOSÉ; FRANCO, Aviluo. 1988. Biotecnología do solo. Fundamentos e Perspectivas. Ciências Agrárias nos trópicos brasileiros. FAPE/ABEAS/MEC/ESAL. 235 PP.
- STORK, N. E. AND EGGERTON, P. 1992. Invertebrates as determinants and indicators of soil quality. *Am.J. Agric.*, 7 (1-2) : 38-47.
- WARDLE, D.A. 1993. Changes in the microbial biomass and metabolic quotient during leaf litter succession in some New Zealand forest and scrubland ecosystems. *Functional Ecology*, 7: 346-355.

Formación y desarrollo de Suelos

Meteorización

Factores formadores de suelos

Estructura

Densidad del suelo

Color, consistencia, moteados
y concreciones

Perfil del suelo

METEORIZACIÓN

Temario

1. Introducción
2. Meteorización física o desintegración
3. Meteorización química o descomposición
4. Meteorización biológica
5. Factores que inciden en la meteorización
 - 5.1 Condiciones climáticas
 - 5.2 Características físicas del material
 - 5.3 Características químicas y estructurales del material
6. Tipo de meteorización
7. Meteorización o Lixiviación

METEORIZACIÓN

Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo

OBJETIVOS

- Entender la meteorización como una reacción de equilibrio de las rocas con la interfase litosfera - atmósfera.
- Conocer la génesis de materiales fundamentales de los suelos.

1. Introducción

La meteorización o temperización es un proceso natural inevitable. Es una combinación de **destrucción y síntesis**. Al principio se produce una alteración física del material parental. Como consecuencia del contacto e interacciones con la atmósfera, hidrosfera y biosfera, hay alteraciones químicas que pueden cambiar en mayor o menor medida la naturaleza primitiva de los minerales constituyentes, participando también la actividad biológica.

El paso del tiempo marca un cambio progresivo en la composición mineral del suelo. Este cambio se verifica en suelos sometidos a diferentes intensidades de meteorización. El proceso de meteorización es una **adaptación** de los minerales a condiciones distintas a las de su formación. Desde el punto de vista químico los cambios más notables se producen en las rocas magmáticas, y no en las sedimentarias, que ya han sufrido dicho proceso de adaptación.

Los cambios químicos que sufren los minerales están acompañados por una continua disminución en el **tamaño** de partículas, y por la liberación de componentes solubles que pueden ser perdidos por lixiviación, o recombinarse en nuevos minerales.

Los procesos mecánicos se designan con el nombre de desintegración, resultando en disminución de tamaño sin afectar la composición. Los procesos químicos se conocen como descomposición, y existen cambios químicos definidos y síntesis de nuevos productos, algunos de los cuales son productos finales resistentes.

El material resultante se denomina **regolita** y sobre él se desarrollan los suelos. En muchos casos el proceso debe dimensionarse en tiempo geológico, es decir milenarios.

Jackson y Sherman identificaron los minerales presentes en la fracción arcilla del horizonte A, y encontraron la posibilidad de ordenarlos en una secuencia según el tiempo requerido para transformar y lixiviar del horizonte A cada uno de ellos. Así se pueden clasificar los suelos en función de la meteorización que hayan experimentado:

Jóvenes: suelos con minerales primarios.

Maduros: formación de arclí

Seniles: caolinita y óxidos

2. Meteorización física o desintegración

Los principales agentes son:

Temperatura: durante el día las rocas se calientan, y algunos minerales se expanden más que otros. Durante la noche se produce un enfriamiento, y hay también diferente contracción de los minerales. Estos cambios causan formación de grietas que favorecerán la ruptura.

El agua incluida puede congelarse y acelerar estos fenómenos, produciendo exfoliación y grandes grietas.

Erosión y deposición por agua, viento o hielo: el agua de lluvia golpea la tierra y se carga de sedimentos, teniendo un alto poder de corte, como lo demuestran los valles, gargantas y barrancos. El viento ejerce su poder abrasivo, y toneladas de materiales son transportadas de un área a otra. El hielo es un agente de fuerte acción abrasiva que en su movimiento descendente desintegra rocas y minerales. En la actualidad no son tan activos, pero en épocas pasadas transportaron y depositaron materiales en millones de hectáreas.

Gravedad: la desintegración se produce por la caída y deslizamiento del material, con choques que aumentan el fraccionamiento.

...organismos colonizadores de rocas, formándose una delgada capa de materiales orgánicos que luego favorecerán la desintegración. Las raíces de los árboles ejercen presión y ensanchan las grietas presentes en el material. Las influencias de plantas y animales son pequeñas en relación a los otros efectos físicos que son mucho más drásticos.

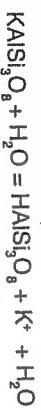
3. Meteorización química o descomposición

Tan pronto como comienza la desintegración de rocas y minerales, comienza la descomposición química. Esto es especialmente notable en climas húmedos y cálidos, donde los procesos son muy intensos.

La meteorización química es acelerada por la presencia de agua, oxígeno, y ácidos orgánicos e inorgánicos que resultan de la acción microbiana sobre los residuos de plantas.

Estos agentes convierten minerales primarios (micas, feldespatos) en minerales secundarios (arcillas) y formas solubles de nutrientes para las plantas.

Acción del agua: el agua con sus sales y ácidos disueltos es el agente más importante. A través de procesos de hidrólisis, hidratación y solución, el agua produce la degradación, alteración y resíntesis de minerales.

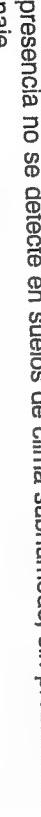


$$\text{HAIS}_3 \cup_8 \text{HIS}_2 = \text{HIS}_2 \cup_3 \text{HIS}_4 \cup_4 \text{HIS}_4$$

Estos compuestos pueden continuar su evolución cristalizándose como caolinita.



En su migración vertical los bicarbonatos pueden llegar a alguna zona en que la presión parcial de CO_2 sea baja, o la concentración de Ca lo suficiente mente alta, como para **precipitar** nuevamente como carbonato de calcio. El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), es débilmente soluble, pero lo suficiente para que

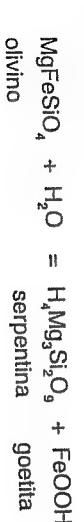


La última de las sales que se disuelve en el suelo es el carbonato de calcio.

Los procesos de solubilización y consolidación indican que se suceden cambios de algunos elementos y aumento relativo de otros, tal como sucede con el Si, Fe y Al en los procesos de podsolización y laterización.

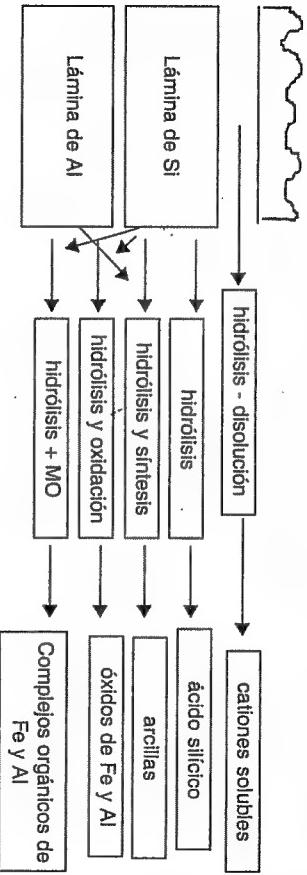
Oxidación: se manifiesta particularmente en las rocas que forman la corteza terrestre, ya que ésta es más reducida si se oxida.

En algunos minerales el Fe está presente en forma reducida, si se oxida Fe³⁺ el cristal sufre un desbalance eléctrico, y el cristal se hace menos estable. En otros casos el ion Fe²⁺ es liberado del mineral y simultáneamente oxidado a Fe³⁺.



A través del color de un suelo puede determinarse si las condiciones son de reducción (colores azul-verdosos a grises dados por la reducción de Fe), o de oxidación (colores amarillentos y rojos del Fe^{3+}).

Ejemplo: algunas posibilidades en la meteorización química de un mineral hipotético



4. Meteorización biológica

Los procesos que resultan de la acción de plantas y organismos pueden ser físicos, como se vio en la desintegración, pero también químicos. Los elementos absorbidos por las plantas son reemplazados por H^+ en los minerales, que pierden entonces estabilidad. Los ácidos orgánicos pueden formar complejos con el Fe y el Al.

Todos los procesos descriptos ocurren simultáneamente y son interdependientes.

5. Factores que inciden en la meteorización

5.1 Condiciones climáticas

El clima en general desempeña un papel fundamental en los procesos de alteración interviniendo, por una parte, mediante el factor agua y, por otra, por el factor temperatura. La alteración en distintos climas difiere por su velocidad y también por la naturaleza de los procesos físico-químicos involucrados.

En condiciones de aridez, dominan las fuerzas físicas, con disminución del tamaño de las partículas y poco cambio en la composición. La presencia de una mayor humedad hace aumentar los cambios químicos y mecánicos, produciéndose nuevos minerales y productos solubles. En las regiones de clima templado húmedo las arcillas síliceas figuran entre los minerales sintetizados.

Los productos resistentes a la meteorización química tales como los óxidos hidratados de Fe y Al, prevalecen en las zonas tropicales húmedas, ya que los minerales menos resistentes han sucumbido a la intensa meteorización en esas zonas.

El clima controla los tipos de vegetación presentes en grandes áreas, y por esto influye indirectamente en las reacciones bioquímicas de los suelos y en la meteorización mineral. Así, los bosques de Coníferas, plantas con bajos contenidos de cationes, proporcionan materiales que favorecen la acidificación del suelo.

5.2 Características físicas del material

El tamaño de las partículas, su dureza y el grado de cementación son tres características físicas que influyen en la meteorización. En las rocas, los cristales grandes de diferentes minerales favorecen la desintegración. Esto es debido a la variación en la dilatación y contracción que se verifica con cada material al cambiar de temperatura. Las fuerzas resultantes ayudan a formar grietas y a romper estas rocas en sus componentes minerales. Los minerales de granulación más fina son más resistentes a la ruptura mecánica.

El tamaño de las partículas influye a la inversa en la descomposición química de los minerales. Una superficie muy grande de material finamente dividido presenta mayor oportunidad para el ataque químico.

La dureza y la cementación también influyen; una cuarcita o una arenisca cementada firmemente, resistirán la ruptura mecánica y presentarán menor superficie total para la actividad química. Las rocas porosas tales como las cenizas volcánicas o las calizas, son más fácilmente descompuestas.

5.3 Características químicas y estructurales del material

La composición química y la estructura son propiedades que determinan la estabilidad en los minerales. Las sales que forman sulfatos, carbonatos y cloruros en general son minerales inestables dada su alta solubilidad.

La susceptibilidad a la alteración de los silicatos, depende de una serie de factores. La estabilidad de los mismos se relaciona con su estructura química, y aumenta en el siguiente orden:

nesosilicatos - sorosilicatos - ciclosilicatos - inosilicatos - filosilicatos - tectosilicatos.

Se ha encontrado que la secuencia de susceptibilidad a la meteorización es similar a la serie de formación de minerales en la cristalización de los magmas (serie de Bowen).

Los minerales tienden a un equilibrio con las características del medio. Así, los formados en condiciones de elevadas temperaturas son más inestables a bajas temperaturas y a ello se une la riqueza en cationes.

En resumen; pueden considerarse como factores que afectan la mayor o menor estabilidad de los minerales silicatados a la meteorización:

- 1.- Orden de cristalización a partir del magma y consecuente complejidad de la estructura.
- 2.- Sustituciones isomórficas que pueden llegar a debilitar la estructura cristalina.
- 3.- Presencia de minerales oxidables (Fe^{2+} , Mn^{2+}), que pueden crear un desbalance, con la consiguiente inestabilidad.

No es posible hacer un listado de resistencia a la meteorización, o estabilidad, que sea válido para todas las condiciones, pero para climas húmedos y templados podría ser:

cuarzo > feldespatos de K y muscovita > feldespatos de Ca y Na > biotita, hornblenda y augita > olivino > dolomita y calcita > yeso.

Cuando el cuarzo está presente, se preserva y aparece en partículas de arena y también puede estar presente en el limo; los silicatos convergen hacia el producto terminal arcillas.

En lo anteriormente tratado se dio mayor importancia a la alteración de los minerales primarios del suelo. Sin embargo, la síntesis de minerales secundarios es una etapa muy importante de la meteorización. Los minerales arcillosos generalmente se desarrollan a partir de los inosilicatos (piroxenos y anfíboles), de los filosilicatos (micas) y los feldespatos.

6. Tipos de meteorización

Debido a las condiciones del lugar pueden suponerse determinadas características dominantes en el proceso de meteorización y en consecuencia los posibles materiales a formarse.

Según Vilensky, algunos tipos de meteorización en relación con la zona bioclimática y los productos resultantes serían:

TIPO	ZONA BIOCЛИMATICA	PRODUCTOS
Litológica	Regiones polares	Material grueso
H-Si-Al-lítica	Bosques de regiones templadas	Arcilla no saturada, limo
Ca-Si-Al-lítica	Estepas	Loess y CO_3Ca
Fe-Al-lítica	Tropical	Óxidos de Fe y Al

7. Meteorización y Lixiviación

La meteorización es la alteración del material, siendo la lixiviación el arrastre de los productos hacia las profundidades. La meteorización puede llevarse a cabo sin presencia de agua, (meteorización física), pero la lixiviación requiere ineludiblemente de la misma.

La intensidad de la meteorización y lixiviación, a igualdad de temperatura y precipitaciones, dependerá de las características del material y de la acción del tiempo.

- BRADY, N. C. 1990. *The nature and properties of soils*. Mc Millan (ed) New York.
 BUOL, S.W., F.D. HOLE, R.J. MC CRACKEN. 1991. *Génesis y clasificación de suelos*. Ed Trillas, México.
 CEPEDA DOVALA, J. M. 1991. *Química del suelo*. Trillas, México.
 FASBENDER, H. W. 1987. *Química del suelo*. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Turrialba, Costa Rica.
 ORTIZ VILLANUEVA, B. Y C. ORTIZ OSORIO. 1990. *Edafología*. Universidad de Chapingo, México.

FACTORES FORMADORES DE SUELO

Temario

1. Introducción

2. Factores formadores

- 2.1 Material original
- 2.2 Clima
- 2.3 Organismos
- 2.4 Relieve
- 2.5 Tiempo
- 2.6 Acción antrópica

3. Interrelación entre factores

4. Ejemplos de secuencias en la Argentina

FACTORES FORMADORES DE SUELOS

Ing. Agr. Carla Pascale

OBJETIVOS

- Conocer los factores formadores del suelo.
- Establecer el efecto que cada uno ejerce sobre la formación de los suelos.

1. Introducción

El suelo es el producto de la interacción de las **rocas**, el **clima** y la **vegetación**, cuya resultante puede modificarse cualitativamente por la acción del **tiempo**, del **relieve** y del **hombre**.

Los antes mencionados se denominan **factores formadores**.

Un factor de formación es un agente, una fuerza, una condición o una combinación de ellos, que afecta, ha afectado o puede influir en un material original del suelo, con potencial para cambiarlo (Buol, 1991).

Los factores formadores se clasifican en activos y pasivos, según su participación en la edatogénesis.

Factor activo es aquel que actúa sobre otros factores. Interviene en la formación de un suelo controlando el tipo de proceso posible y su intensidad.

Son factores activos: el **clima**, la **vegetación** y el **hombre**.

Factor pasivo es aquel sobre el que actúan otros factores, que lo transforman e incluso intervienen en su organización. Son factores pasivos: la **roca madre**, el **relieve** y el **tiempo**.

Jenny considera al suelo como una función de los distintos factores y lo expresa como:

$$S = f(CI, O, RI, R, T)$$

Es decir que el suelo queda definido por la combinación de los efectos del clima (CL), los organismos -flora y fauna- (O), el relieve (RI) y la roca (R) por períodos de tiempo (T).

De esta manera, pueden admitirse cinco situaciones distintas, en cada una de las cuales un sólo factor es variable, permaneciendo el resto constante. Los suelos resultantes serán función del factor que varía. Por ejemplo, en una situación determinada, cuando el único factor que varía es la roca, permaneciendo el resto constante, se establece una secuencia de suelos que en

este caso se denomina **litoscuencia**. Del mismo modo, para cada uno de los factores restantes, podrán establecerse secuencias que se denominarán: **climosecuencia, biosecuencia, toposecuencia, cronosecuencia**.

2. Factores formadores

2.1 Material original

Jenny (1941), definió los materiales originales como «el estado del sistema suelo en el tiempo cero de su formación», es decir, su estado inicial.

De esta definición se desprende, que un suelo previo o una masa de roca meteorizada, podría ser «material original».

La roca madre es el soporte y el marco de los procesos de alteración pudiendo, en consecuencia, fijar el ritmo y orientar los mecanismos de dicha alteración.

Las propiedades de los materiales originales están estrechamente emparentadas con las propiedades de los suelos que de ellos derivan. Por lo tanto, muchas propiedades de los suelos son características heredadas, como por ejemplo cantidad y tipo de arcilla, la textura y ciertas características químicas de los suelos.

En el capítulo de rocas se mencionaron diversas clasificaciones, entre ellas la de Gerasimov (1965) que clasifica a las rocas del siguiente modo:

- 1.- Macizas cristalinas
- 2.- Sedimentarias
 - 2.1 - Consolidadas
 - 2.2 - No consolidadas

Si bien esta clasificación agrupa a rocas de diferentes orígenes en un mismo grupo, su valor reside en considerar a la roca como factor formador de suelos, resultando de utilidad para este propósito.

Teniendo en cuenta esta clasificación se estudiará el comportamiento de las rocas en el proceso de formación de suelos.

Rocas Macizas Cristalinas

Comprenden a las rocas ígneas y metamórficas. Se encuentran formadas por materiales diversos que se originan en la medida que cristaliza el magma.

De acuerdo al predominio del material ácido o básico en las rocas, distintas serán las tendencias en la formación del suelo; ya que las de origen básico se descomponen más fácilmente que las ácidas. A igualdad de las restantes

Estas rocas provienen de la acumulación de residuos de desintegración y descomposición de otras rocas, sedimentos químicos y biológicos.

En éstas, los agentes de la meteorización deberán actuar sobre los cementantes, obteniéndose un material suelto sobre el que continuará la transformación. Los suelos formados sobre estos materiales tendrán, como ya se dijo, muchas características heredadas de las rocas que provienen, lo que confiere a los suelos una importancia particular para las propiedades agronómicas (granulometría, estado del complejo sorbente y grado de saturación).

Sedimentarias no consolidadas

Como formadoras de suelo, son éstas las que tienen mayor importancia. A partir de ellas el proceso de formación del suelo será mucho más rápido, pues se parte de un material muy suelto presentando una gran superficie atacable. Generalmente no han sufrido diagénesis y la textura del suelo es muy similar a la del material del cual proviene.

En la Región Pampeana, el loess es el material original preponderante.

2.2 Clima

El clima es uno de los factores de formación más importante, que permite caracterizar en forma global, un conjunto de procesos de descomposición.

Su principal efecto se debe a la acción de las precipitaciones y la temperatura. La acción de estos dos agentes se refleja en la meteorización de las rocas y en la descomposición de la materia orgánica. Los fenómenos de alteración serán tanto más activos cuanto más elevada sea la precipitación y la temperatura.

Debe tenerse en cuenta que el clima no es invariable, los climas cambian con el tiempo aún dentro del ciclo de formación de algunos suelos.

En la práctica no pueden desglosarse las acciones de temperaturas y precipitaciones, sin embargo, pueden destacarse las siguientes tendencias:

Precipitación

Cuando ocurre una precipitación, no toda el agua entra al suelo. Parte de ella se pierde por evaporación, transpiración de las plantas, escorrentía, etc. Es el agua que entra al suelo y su movimiento la que determina la diferenciación de horizontes y ciertas propiedades de los suelos.

A medida que aumentan las precipitaciones, se produce un mayor lavado de sales solubles y poco solubles como los sulfatos y carbonatos, y son arrastrados a una mayor profundidad. Hay un aumento de la acidez de los suelos por una mayor concentración de los iones hidrógeno.

El contenido de arcilla aumenta conforme lo hacen las lluvias.

Un efecto importante debido al aumento de las precipitaciones es el que se produce en la vegetación: un aumento de la vegetación se traduce en un mayor aporte de materia orgánica y nitrógeno en los suelos.

Temperatura

En cuanto a la temperatura, conforme a la ley de Vant' Hoff, por cada 10° centígrados de aumento de temperatura se duplica la velocidad de la reacción química.

Esto determina que, por ejemplo, la descomposición de la Materia Orgánica tenga una velocidad variable en función de la temperatura. Los suelos de clima frío, dependiendo de la precipitación, en general, tendrán mayor contenido de materia orgánica que los de climas cálidos.

Por efecto de la temperatura sobre el agua, disminuye la viscosidad y la tensión superficial, hay más facilidad para la lixiviación.

En zonas áridas, aumenta la salinidad por falta de lixiviación.

Según Jenny, los aumentos de temperatura van acompañados por cambios de coloración en los suelos. La temperatura actúa sobre la alteración mineralógica y ésta, a su vez, sobre el color.

Los suelos formados bajo la influencia del clima frío presentan una coloración oscura, los de zonas intermedias pardos y finalmente los de clima cálido tonalidades rojizas o amarillentas.

Las combinaciones de temperaturas y precipitación tienen influencia directa sobre el lavado de los suelos; principalmente en lo que concierne a las bases y la arcilla, que está regido por lo que Duchaufour denomina **drenaje climático**, es decir la diferencia entre pluviometría y evapotranspiración, matemáticamente se expresa:

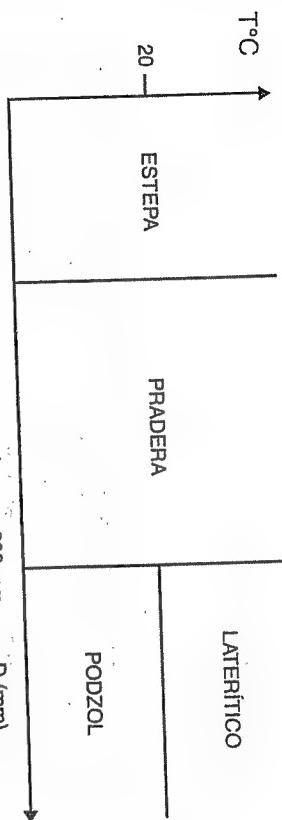
$$D = P - E \text{ donde: } D = \text{drenaje climático}$$

$$P = \text{precipitaciones}$$

$$E = \text{evapotranspiración}$$

Henin y Aubert (1945), han demostrado que el lavado de los coloides minerales para un drenaje calculado comprendido entre 90 y 200 mm es mínimo, haciéndose considerable cuando su valor supera la última cifra mencionada. Sin embargo, está comprobado que el drenaje calculado para el conjunto del año posee un valor demasiado impreciso; el drenaje estacional o, mejor, mensual, es el único que podrá dar una indicación válida sobre la importancia del lavado ligado al clima.

La combinación del drenaje climático (mm) y la temperatura (°C) define grandes tendencias en lo que concierne a las posibilidades de formación de diferentes grupos de suelos, tal como se esquematiza a continuación:



2.3 Organismos

Bajo esta denominación está involucrada la comunidad biótica a la que pertenecen la vegetación natural y los cultivos, la población microbiana y la micro y meso fauna que habita sobre la superficie. Estas dos últimas serán tratadas en capítulos siguientes.

Existe una íntima relación entre la vegetación y las propiedades de los suelos. Pero, a su vez, las características de la vegetación natural reflejan la suma de los factores climáticos en los que crece. Puede decirse, entonces, que el clima como factor de formación ejerce una influencia directa sobre los suelos, e indirecta a través de la vegetación.

La vegetación actúa de cuatro modos diferentes sobre la evolución del suelo:

a.- **Por el microclima que favorece**: habrá diferencia entre una formación de bosque y una pradera. El bosque proporciona al ambiente sombra y humedad. Cuando este se destruye, el microclima se altera por efecto de la insolación.

En el caso de las praderas, la temperatura del suelo es mayor y en consecuencia es menor la humedad ambiental.

b.- **Por la profundidad**: la profundización de las raíces es mayor en los áboles, favoreciendo la lixiviación y el lavado de los elementos coloidales. Sin embargo, ésto se atenúa considerablemente por la acción del follaje.

La vegetación herbácea, con entrañamiento superficial, provoca un lavado menos acentuado. Debido a su gran masa radicular, posee

abundante incorporación de materia orgánica dando lugar a horizontes húmicos (A) de mayor espesor que en el bosque.

C.- **Por la naturaleza del humus que se origina:** el humus es el nexo entre el mundo orgánico o biológico y el inorgánico, permitiendo que el mundo vivo pueda modificar las propiedades del mundo mineral en un sentido determinado.

La vegetación, al descomponerse y mineralizarse, da origen al humus del suelo, agente fundamental de la edatogénesis, ya que incorpora restos de distintas naturalezas y favorece el desarrollo de la microflora y la microfauna.

En lo que concierne a la vegetación herbácea, los residuos de las leguminosas son más ricos en nitrógeno que los de otras familias, por lo tanto se descomponen más rápidamente. Con referencia a la vegetación arbórea, los restos de las hojas caducas se descomponen más fácilmente que las perennes. De éstas últimas particularmente las resinosas (coníferas), que proporcionan al suelo un material ácido y por lo tanto agresivo.

d.- **Por la protección más o menos eficaz contra la erosión:** el bosque protege mejor el suelo contra la erosión que la pradera y la estepa; los suelos desnudos son los más expuestos a la erosión. Por lo tanto, es en el bosque donde generalmente se encuentran los suelos edatológicamente más evolucionados (ineludiblemente acompañados por elevada precipitación).

2.4 Relieve

El relieve es la conformación de la superficie de la tierra sobre la que se desarrolla el suelo. Generalmente, se describe en términos geomorfológicos; así se habla de montañas, colinas, valles, llanuras, etc.

Los principales elementos del relieve se relacionan con la pendiente, cuyos parámetros son: gradiente (ángulo de la pendiente), longitud, forma (cónica, convexa o plana) y disposición (regular, irregular, o simétrica) y la orientación.

La orientación de la pendiente influye sobre la temperatura del suelo pudiendo, en ocasiones, crear microclimas. En el Hemisferio Sur, las pendientes orientadas al Norte reciben más insolación que las orientadas al sur.

La infiltración y la permeabilidad determinan, en parte, el drenaje interno del suelo. Cuando ambas son constantes, la mayor o menor cantidad de agua que drena en el perfil depende de la pendiente, de modo tal que cuanto mayor es el gradiente de la misma, mayor es el escurrimiento y por lo tanto mayor es la posibilidad de erosión, pudiendo llegar a ser decapitado la parte superior del perfil del suelo.

En suelos con relieve plano, desarrollados sobre superficies estables, la acción de la meteorización suele dar origen a perfiles profundos. Los efectos de los agentes de meteorización se extienden en profundidad, ya que la totalidad del agua que cae en el suelo percola y profundiza dentro del perfil.

Si las condiciones climáticas son homogéneas y las precipitaciones uniformes, la cantidad de agua que realmente recibe cada posición será muy distinta. Los suelos ubicados en la pendiente no incorporarán a su perfil toda la cantidad de agua de lluvia, sino que una buena proporción se perderá por escorrentamiento. Debe recordarse, que el agua que actúa en la formación de los suelos es la que atraviesa el perfil.

Los suelos de la zona baja, recibirán además de la precipitación, el agua que proviene de los suelos de media loma. Este transporte superficial de material suele ser acompañado por otro subsuperficial, a veces de material arcilloso y en ocasiones de carbonatos alcalinotérreos.

En algunos los casos, las tendencias son similares; esto es, que la parte alta pierde material, que gana la parte baja. Por lo tanto, a igualdad de condiciones climáticas, de material original, etc., el relieve va a determinar zonas normales, zonas subdesarrolladas y zonas hiperdesarrolladas que son loma, media loma y bajo, como se puede apreciar en la siguiente figura 1:

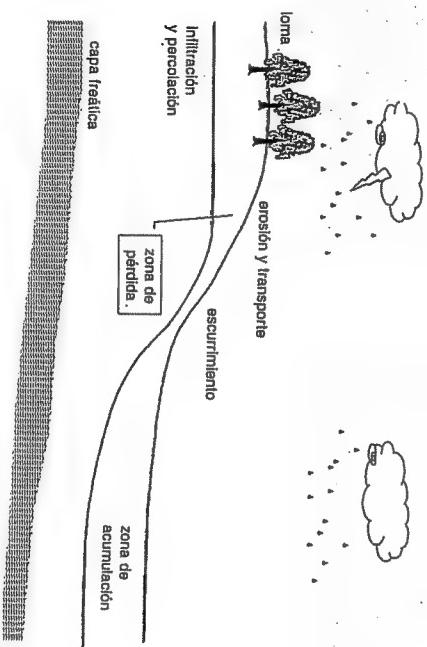


Figura 1: Esquema de la influencia del relieve sobre la formación del suelo.

En otros casos, como se explica más adelante, este fenómeno ocurre de otra forma. (ver: Efecto de la capa freática sobre las propiedades de los suelos).

Para algunas zonas geográficas, se pueden establecer relaciones entre la pendiente y las propiedades de los suelos:

- 1.- Profundidad del suelo

- 2.- Espesor del horizonte A y contenido de materia orgánica
- 3.- Humedad relativa del perfil
- 4.- Grado de diferenciación de horizontes
- 5.- Reacción del suelo
- 6.- Contenido de sales solubles
- 7.- Tipo y grado de desarrollo de panes
- 8.- Temperatura
- 9.- Tipo de material original

Efecto de la capa freática sobre las propiedades de los suelos

El nivel freático se define como «la superficie superior del agua subterránea o el nivel bajo en que el suelo se encuentra saturado de agua, lugares de puntos de agua del suelo donde la presión hidráulica es igual a la atmosférica» (Terminology Committee, 1965 en Buol, et al, 1991).

En las regiones húmedas, el nivel freático tiene, casi siempre, un relieve similar al de la superficie, pero de menor amplitud: más cerca de la superficie en los bajos que en las lomas.

En las zonas poco drenadas, las pequeñas diferencias de nivel y la napa freática ejercen una acción importante sobre la evolución de los suelos, ya que influyen sobre el grado de hidromorfia. Si la napa se encuentra cercana a la superficie, constituye un impedimento para la circulación del agua en el perfil, de este modo no se han dado las condiciones para un hiperdesarrollo (Figura 2).

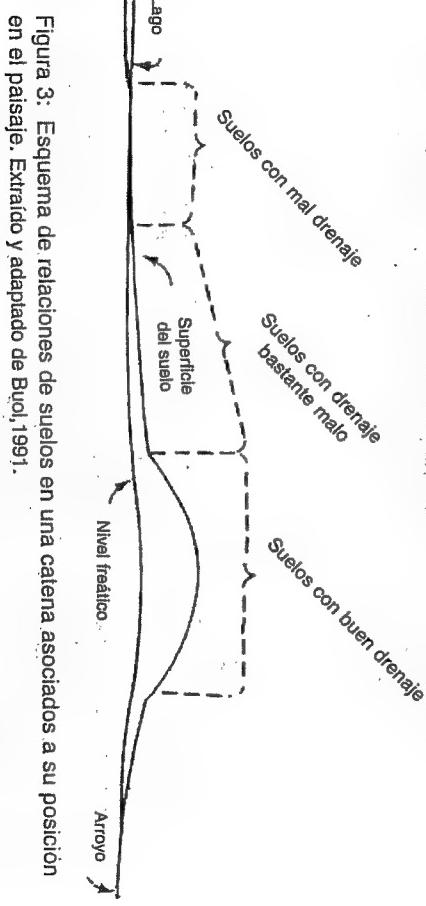
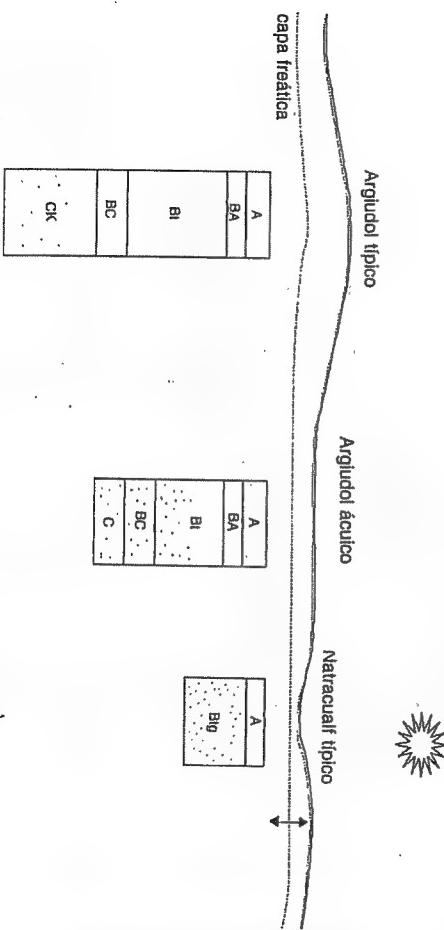


Figura 3: Esquema de relaciones de suelos en una catena, asociados a su posición en el paisaje. Extraído y adaptado de Buol, 1991.

2.5 Tiempo

La formación del suelo es un proceso largo y lento que requiere miles a millones de años. El tiempo necesario para que el suelo desarrolle diferentes horizontes está condicionado, sobre todo, por las interacciones de todos los demás factores.

Cuando se considera el tiempo como factor formador de suelos, hay que

Es frecuente que, en distintas estaciones del año, se produzca un ascenso de la napa y esta invada el perfil del suelo. Cuando se evapora el agua, se lleva a la superficie sustancias que son transportadas por ella. Esta inversión en el sentido de circulación del agua se altera el grado de desarrollo del suelo pudiendo presentarse el bajo con menor desarrollo que la loma.

En la zona alta, las condiciones son propicias para el desarrollo de suelos zonales (resultantes de las características climáticas del ambiente). En cambio, en la parte baja, la acción de la napa freática crea condiciones especiales desarrollándose suelos intrazonales (que no corresponden a las condiciones bioclimáticas dominantes en el lugar), en este caso hidro-halomórficos por exceso de agua y/o sales.

Toposecuencias y cadenas de suelos

Cuando el relieve es el único factor formador que varía y se mantienen constantes todos los otros factores, los suelos que se forman, por su ubicación en el relieve, constituyen lo que se denomina una **toposecuencia**.

En una **catena**, los suelos se diferencian por variaciones en el relieve y en el drenaje, relacionado con el nivel freático. Este concepto es importante en zonas donde el nivel freático está presente dentro del perfil.

Los suelos relacionados en una catena, tienen propiedades que se asocian con su posición en el paisaje (figura 3).

Figura 2: Esquema de la influencia del relieve y la capa freática sobre la formación del suelo en la pampa ondulada de la provincia de Buenos Aires.

considerar entre otros aspectos, las etapas relativas de desarrollo. Así, para los suelos se pueden aplicar los términos de juventud, madurez y senilidad, según Davis (en Buol, 1991).

Los suelos jóvenes son, en algunos casos, suelos inmaduros, incipientes (suelos azonales), y presentan propiedades similares al material original. Otros tienen escaso desarrollo, detenido por algún factor, como por ejemplo exceso de agua, sales o carbonatos (suelos intrazonales).

Los suelos maduros han terminado su evolución y son los que se encuentran en equilibrio con el ambiente (suelos zonales). Cuando un suelo llega a la madurez, su perfil está en equilibrio con la vegetación estable de una zona dada. Por lo tanto, el suelo ha alcanzado su "climax".

Los suelos seniles presentan acumulaciones de materiales como sesquioxídos y minerales arcillosos alterados. El grado de alteración o descomposición de los materiales depende, en mismo clima, de la duración durante la cual se ejerce. No ocurre lo mismo si se considera la acción de los mismos procesos en climas diferentes. Así, un material original que se altera lentamente en climas templados, lo hace mucho más rápido en climas tropicales.

Otro aspecto a considerar cuando se tiene en cuenta el factor formador de tiempo, es la edad del suelo. No es fácil determinarla, así como tampoco los años que se necesitarían para su formación, dado que ello depende de las características de los factores formadores y su interacción.

Existen distintos métodos para calcular aproximadamente la edad en un suelo:

- según la edad de los depósitos sobre los cuales se originan, como en el caso de las morenas o de los límos eólicos.
- por análisis polínico trazando las etapas de la evolución de la vegetación, ya que las fases sucesivas de la evolución, ligadas a las fases climáticas del Cuaternario reciente, son conocidas y están datadas.
- por los vestigios prehistóricos que permiten datar los suelos enterrados, en función de los depósitos más recientes que los cubren.
- según la velocidad de un proceso físico-químico de alteración característico de un tipo de suelo. Esta velocidad se mide durante un corto período y a continuación los caracteres analíticos del suelo se comparan con los de la roca madre.
- más recientemente con el estudio del C¹⁴ radioactivo, que permite datar la materia orgánica.

Ejemplos: los podsoles bien desarrollados datarían aproximadamente de 3.000 años; los suelos de pradera pueden tardar para su formación de 2.000 a 10.000 años; los lateríticos demoran en llegar a su estudio climax entre 10.000 a 50.000 años.

Los efectos del tiempo como factor formador de suelos se podrían resumir como sigue:

- profundización de los efectos de los restantes factores.

2.- definida tendencia al aumento de la fracción arcilla. Como consecuencia de la misma, la relación limofarcilla baja. Se producen pérdidas de sílice, por lo que la relación SiO₂/R₂O₃ disminuye.

3.- el color, con el tiempo, tiende a la homogeneización dependiendo de la roca madre.

2. 6 Acción antrópica

Es un factor formador reciente. Con el avance de la humanidad, muchos procesos evolutivos han estado controlados por la actividad del hombre, ya que dispone de un potente medio de acción sobre la evolución del suelo por las modificaciones que le puede imponer.

Cuando se estudia la influencia del hombre sobre la vegetación, por ejemplo en un ecosistema forestal, puede orientar la evolución del suelo en un sentido regresivo o progresivo, según se intervenga mediante acciones destructivas del bosque o, por el contrario, con una acción racional.

Asimismo, el hombre influye más directamente sobre la evolución del suelo, mediante la introducción de un cultivo. Por influencia del trabajo del suelo, profundidad generalmente constante, los horizontes superiores se homogeneizan y el tipo de humus primitivo con frecuencia ya no es reconocible (el horizonte cultivado, de color uniformemente pardo, con límite inferior casi siempre neto suele ser designado en las descripciones del perfil con la expresión A_p).

El hombre, además de la acción de laborear, influye modificando el ambiente por medio del riego, el drenaje, el uso de fertilizantes y la aplicación de enmiedas.

Otro efecto que se presenta por la intervención humana, es el que se encadena por procesos erosivos, en cuyo caso, se trata más de un proceso destructor que formativo.

La construcción de caminos, vías ferreas, que pueden actuar a manera de diques de contención de las aguas de escorrimiento, pueden intensificar los procesos halo-hidromorficos.

Las ideas conservacionistas surgen en 1928 con H.H. Beunet en los Estados Unidos. En sus comienzos, estas ideas no siempre recibieron la atención que se merecían. Recién en los últimos tiempos, se ha tomado conciencia de que cualquier alteración producida en un ecosistema repercute sobre la globalidad. Esto provocó, en la década de los años 80, un movimiento que apunta a la agricultura sostenible o sustentable. Esta difiere de la agricultura convencional pues tiene en cuenta la conservación del medio, es decir, la conservación de los recursos naturales.

3. Interrelación entre factores

Algunos investigadores intentaron demostrar que los factores formadores de suelos son variables independientes. Esto quiere decir que cada uno de

los puede cambiar o variar de un lugar a otro sin la influencia de los demás.

Sin embargo, sólo el tiempo puede considerarse una variable independiente, transcurre solo. Las otras dependen en mayor o menor grado unas de otras, del suelo en sí o de algún otro factor.

Cada factor formador tiene una importancia particular y ninguno puede ser considerado más importante que otro, si bien localmente un factor determinado puede ejercer una influencia preponderante sobre otros.

Así, por ejemplo, se puede ver la influencia del relieve sobre otros facto-

res formadores. El relieve influye notablemente sobre el clima y la vegetación. Este hecho es más notorio en zonas donde estos dependen de la altitud sobre el nivel del mar. En general, la temperatura disminuye o asciende aproximadamente hasta 1°C por cada 100 m de altitud.

Debido al relieve, se puede modificar la influencia de los materiales originales y el tiempo, por los cambios que se producen debido al efecto de la erosión y la posterior deposición; efecto este que, a su vez, se ve modificado por el clima.

Como se ve, el clima también actúa sobre otros factores, influenciandolos y del relieve, como se dijo, por la erosión y deposición. Su acción es directa sobre la vegetación y, a su vez, esta favorece la creación de microclimas que varían con las condiciones de la cubierta vegetal.

La vegetación es dependiente del clima. Y en menor medida de la roca madre, de la posición en el paisaje que puede condicionar el drenaje y del tiempo.

El **Hombre** y el **Tiempo** actúan sobre todos los factores de formación. Estos son algunos ejemplos de las relaciones que se establecen entre los distintos factores y se podrían seguir enumerando otras más. Tratando de sintetizar en forma simplificada estas interrelaciones, se elaboró la figura 4.

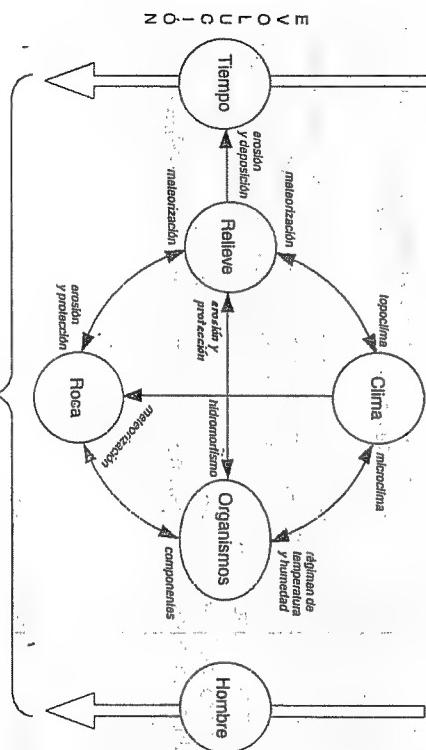


Figura 4: Relaciones entre los factores formadores

4. Ejemplos de secuencias en la Argentina

Topossecuencia en la provincia de Buenos Aires, Sistema de Ventania Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires, Dominio Edáfico 1:

Distribución Geográfica: Centro Oeste del Partido de Saavedra, extremo Noreste del partido de Puán y Sur del partido de Coronel Suárez (figura 5).

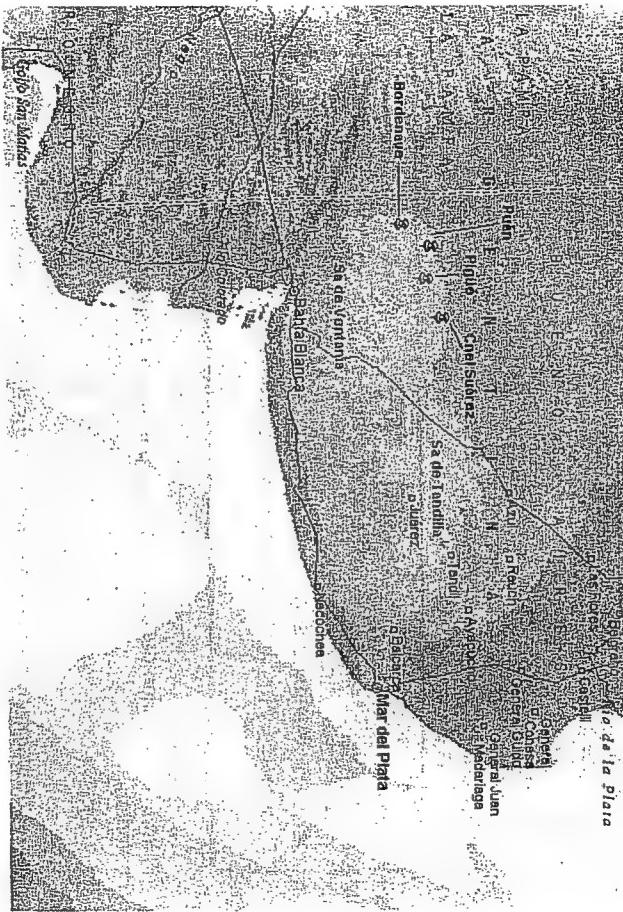


Figura 5: Ubicación geográfica de una toposecuencia en el Sistema de Ventania.

Paisaje: Pendientes suaves adyacentes a los flancos norte y sur del Sistema de Ventania, con tosca muy cercana a la superficie o aflorante en algunas lomas.

Suelos: Asociación de Hapludol típico, somero, y Hapludol lítico

co se halla en la parte alta de las montañas, donde la corriente nace.

Suelos menores. Algunas y más bajas que las anteriores se encuentran en algunas depresiones, donde el espesor del loess es mayor.

Distribución de los suelos en el paisaje (figura 6):

Hapludol lítico: se halla en sectores adyacentes a los afloramientos rocosos, donde la cobertura loessica es muy delgada. Es un suelo muy somero de escaso desarrollo.

Argiudol típico, franco grueso, muy somero: se encuentra en los sectores ondulados adyacentes a las partes más altas de las sierras, con abundante afloramiento de tosca. Es un suelo muy somero de débil desarrollo.

Argiudol típico: se encuentra distribuido en pendientes y senos entre lomas. Es un suelo somero claramente desarrollado.

Hapludol típico, franco grueso, muy somero: se encuentra en los sectores ondulados adyacentes a las partes más altas de las sierras, con abundante afloramiento de tosca. Es un suelo muy somero de débil desarrollo.

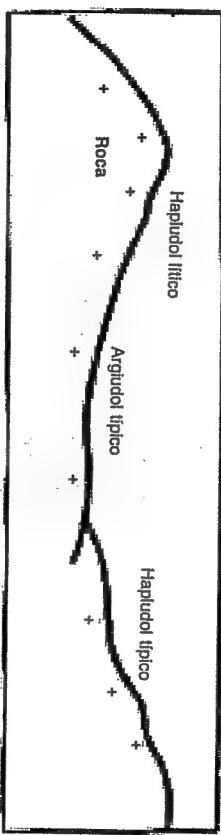


Figura 6: Distribución de los suelos en el paisaje en una toposecuencia del Sistema de Ventania.

A título informativo se presentan otros ejemplos de secuencias en la Argentina:

Hernández, *et al.* (1996), establecieron el grado de influencia relativa de los distintos factores formadores de suelos, en una toposecuencia en la Depresión Periférica, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajaron sobre una transecta E-O desde la localidad de Despenaderos hasta el río Los Molinos, aplicando los modelos clásicos de evolución pedogenética.

Se basan en Jenny (1941), quien expresa que «una toposecuencia es un conjunto de suelos cuyas propiedades varían en función de la interfluencia del factor relieve y del material parental». Secundariamente participan otros factores.

La toposecuencia está ubicada en el sector N del departamento de Calamuchita, en el límite con el departamento de Santa María. Se determinaron cuatro tipos de suelos representativos, y su variación dentro de la transecta se debió principalmente a la influencia combinada de los factores relieve y material parental.

Factores formadores de suelos:

Sanabria (1993), estudió una toposecuencia de suelos en el área La Lagunilla, departamento de Santa María, provincia de Córdoba.

La toposecuencia se ubica en el piedemonte de las Sierras Pampeanas, a 15 km de la ciudad de Córdoba, en la cuenca alta del Arroyo de la Cañada y abarca unos 100 km², en los que incluye una laguna tectónica llamada La Lagunilla.

En la zona, el clima es considerado uniforme, se ha demostrado una escasa incidencia de las variaciones de la vegetación, y el efecto de la edad de los sedimentos es neutralizado, en gran medida, por los procesos erosivos.

Por lo tanto, los dos factores que se consideran constantes son el relieve y el material parental, y de ellos derivan los distintos tipos de suelos encontrados.

Hansen de Hein, *et al.* (1993), trabajaron en una climosecuencia del centro de Santa Fe y centro este de Córdoba. La secuencia climática se extiende de O-E a través de 300 km desde el río Primero (provincia de Córdoba) hasta Desvío Arijón (provincia de Santa Fe).

A esta climosecuencia corresponden seis series de suelos: Haplustol típico (serie Montecristo), Argiudol típico (serie no determinada), Argiudol áctico (serie Sastré), Argialbol típico (serie Santa María Norte), Natracuaf típico (serie Aurelia) y Hapludalf psamético (serie Coronda).

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N.C. 1990. The nature and properties of soils. Ed. Macmillan. New York, Estados Unidos. 619 p.
- BUCKLAW Y BRADY. 1966. Naturaleza y propiedades de los suelos. Ed. UTEHA, USA.
- BUOL, S.W., F. D. HOLE, R.J. McCracken. 1991. Génesis y Clasificación de suelos. Ed. Trillas, México. 417 p.
- DUCHAUFFOUR, O. 1975. Manual de Edatología. Ed. Toray Masson.
- FITZPATRICK, E.A. 1984. Suelos. Su formación, clasificación y distribución. Ed. C.E.C.S.A. México. 430 p.
- FITZPATRICK, E.A. 1996. Introducción a la Ciencia de los Suelos. Ed. Trillas. México. 288p.
- GAUCHER, G. 1968. Traité de Pedologie Agricole. Le sol et ses caractéristiques. Ed. DUNOD.
- HANSEN DE HEIN, W. I., N.E. HAN Y O.R. QUAIANO. 1993. Climosecuencia del Centro de Santa Fe y Centro Este de Córdoba. Actas XIV^a Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mendoza, Argentina. 451-452.
- HERNÁNDEZ, C., J.A. SANABRIA, G.L. ARQUILLO. 1996. Estudio de una toposecuencia en la Depresión Periférica, Departamento de Calamuchita, Provincia de Córdoba. Actas XV^a Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. La Pampa, Argentina. 259.
- LEÓNIDAS MEJÍA, C. 1981. Curso de Génesis y Clasificación de Suelos. CIAF.

- Ortíz-Villanueva, B., C. Ortíz Solorio.** 1990. Edafología. Ed. Univ. Autónoma de Chapingo, México 394 p.
- PORTA, J., M.LÓPEZ-ACEVEDO, C. ROQUERO.** 1994. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Ed. Mundiprensa. Madrid, España. 807 p.
- SAGyP - INTA.** 1989. Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. Proyecto PNUD/ARG/85/019. 544 p.
- SANABRIA, J.A., A. MANZUR, G. ARGUELLO, A. BALBIS, N. PESCI, L. HERRERO.** 1993. Topografía y suelos del área La Lagunitilla, Departamento de Santa María, Provincia de Córdoba. Actas XIVº Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Mendoza, Argentina. 381-382.

ESTRUCTURA

Temario

1. Introducción
2. Niveles de organización
3. Estructura estable
4. Formación y estabilización de la estructura
 - 4.1 Formación de agregados
 - 4.2 Factores que intervienen en la formación de agregados
 - 4.3 Influencia de diferentes factores sobre la agregación
5. Modelos de unión entre partículas para formar agregados
 - 5.1 Esquema de Emerson
 - 5.2 Modelo de organización (Tisdall y Oades)
6. Evaluación de la estabilidad de los agregados
 - 6.1 Consideraciones generales
 - 6.2 Métodos para medir la estructura del suelo
7. Problemas de estructura en suelos argentinos

ESTRUCTURA

Ing. Agr. Maritha Palma

OBJETIVOS

- Definir el concepto de estructura y relacionarlo con otras propiedades del suelo.
- Conocer los métodos de determinación de la estabilidad estructural.

1. Introducción

Una razón por la cual el suelo soporta la vida de un sinúmero de organismos es por la liberación de energía y nutrientes suministrados por los restos orgánicos. Otra razón igualmente importante es la protección física (temperatura, humedad, aireación) proporcionada por la organización estructural del suelo.

La meteorización del material parental origina partículas primarias de diferentes tamaños (como se vio en el Capítulo anterior); arcilla, limo, arena y piedras. Sin la intervención de fuerzas externas estas partículas se dispondrían al azar, presentando un estado de mínimo potencial energético.

Sin embargo, fuerzas vitales asociadas con las plantas, animales, microorganismos y fuerzas físicas relacionadas con el cambio del estado del agua y su movimiento actúan para disponer las partículas del suelo en unidades más grandes, de tamaño variado, llamadas **agregados**.

Un **agregado** puede definirse como un agrupamiento natural de las partículas primarias para formar unidades secundarias de mayor tamaño, en las que la fuerza de atracción entre ellas es superior a las del medio que las rodea. Los agregados relativamente estables en el campo pueden reconocerse porque ellos se hallan separados por poros.

La agregación de las partículas es la base de la estructura del suelo y varias definiciones han sido propuestas, siendo la siguiente, a nuestro juicio, la más adecuada:

La **estructura** es la relación entre tamaño, forma y disposición de los poros o espacios que separan las partículas y agregados. El sistema poroso del suelo incluye los poros dentro de los agregados y del material masivo, así como el espacio poroso continuo entre agregados. El tamaño y continuidad de los poros son importantes para el movimiento y la retención de agua. Los poros grandes **transportan el agua**, los medianos **retienen agua disponible** para las plantas y los poros pequeños **retienen agua no disponible** para las plantas.

Generalmente se utilizan como sinónimos agregación y estructuración. Sin embargo, debe recordarse que para los efectos utilitarios el estudio de los agregados por sí mismo (agregación) no es suficiente puesto que debe complementarse con otros hechos que relacionan al agregado con sus vecinos y con el medio (estructuración).

La estructura es una de las propiedades que puede alterarse fácilmente, debido a las labores agrícola-ganaderas o cualquier otro tipo de perturbación. Los suelos bien estructurados disminuyen notablemente los perjuicios que puedan ocasionar las labranzas; ofrecen óptimas condiciones para la penetración crecimiento y anclaje de las raíces, permiten un buen drenaje y presentan a la vez buena capacidad de retención hidrática. Un suelo con estas características presenta mayor resistencia a los procesos de erosión.

2. Niveles de organización estructural

En una observación desde el campo al microscopio electrónico, es posible identificar distintos niveles de organización de la estructura. Muchos suelos presentan rasgos estructurales que pueden observarse a campo, estos rasgos constituyen la **macroestructura**. El estudio en detalle de la agregación y la distribución de poros debe ser realizado en laboratorio mediante la ayuda de instrumentos de ampliación (lupa, microscopio, microscopio electrónico). Esta organización a escala microscópica, constituye la **microestructura**.

La agregación se describe de acuerdo a los siguientes criterios:

Tipo: hace referencia a la forma de los agregados, es decir, al modelo o patrón que presentan preponderantemente.

Clase: se refiere al tamaño de los agregados.

Grado de desarrollo: se lo define de acuerdo a la presencia y estabilidad de los agregados.

Desde el punto de vista de la estructuración, no sólo interesan las características tales como tamaño, forma y estabilidad de los agregados, sino también su disposición u ordenamiento en el espacio.

Tipo

Como se dijo, se refiere a la forma que presentan los agregados, lo que permite clasificarlos en los siguientes tipos:

Bloques angulares: cuando sus tres ejes son sensiblemente iguales, con sus bordes o aristas rectos y caras rectangulares. Generalmente se hallan en horizontes subsuperficiales.



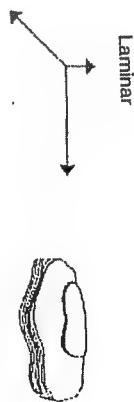
Bloques subangulares

Bloques subangulares: similar al anterior, pero con aristas agudas y caras curvas. Típica de suelos de zonas semáridas y áridas en suelos pobres en materia orgánica.

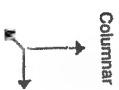


Laminar: cuando dos de sus dimensiones predominan netamente sobre la tercera. En este tipo de estructura los agregados se ordenan en láminas u hojuelas relativamente horizontales.

Puede encontrarse en láminas superficiales de algunos suelos, pueden originarse por impacto de las gotas de lluvia en costas superficiales. Sin embargo, su presencia es más común en horizontes subsuperficiales. Impide la penetración vertical de las raíces, el agua y el aire.



Columnar: similar a la anterior, pero con sus bordes y cabeza redondeada. Típica de suelos alcalinos.

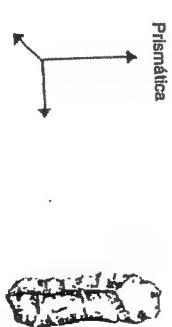


Columnar

Prismática: cuando una de las dimensiones o eje es netamente mayor que las dos restantes. Es típica de horizontes enriquecidos con arcillas. Los planos de debilidad corresponden a grietas de retracción, su altura y diámetro varía según el tipo de suelo. Se los encuentra en horizontes subsuperficiales. Pueden llegar a ser características de suelos pobres o bien suelen presentarse en suelos de zonas áridas y semáridas y constituyendo un rasgo destacado dentro del perfil. Los prismas pueden llegar a presentar una gran dureza y convertirse en un impedimento para la penetración de las raíces y el movimiento del agua.



Prismática



El Grado se clasifica de la siguiente manera:

Sin grado de desarrollo

- **Granular:** cuando tiene forma de esferas imperfectas. Es la estructura superficial más favorable, siendo muy afectada por las prácticas de manejo. Típica de medios biológicamente activos, ricos en bases y con materia orgánica.
- **Migajosa:** similar a la anterior, pero con agregados de forma irregular, presentan superficie rugosa formando una masa porosa suelta. Típica de horizontes superficiales de pastizales.

Clase

Teniendo en cuenta el tamaño, los agregados se clasifican en las siguientes clases:

- Muy fina
- Fina
- Media
- Gruesa
- Muy gruesa

Las dimensiones correspondientes a cada una de estas clases dependen del tipo de agregado, o sea que cada Tipo tiene límites propios para definir las mencionadas Clases (ver guía de Reconocimiento y Caracterización de Suelos).

Grado de desarrollo

Se refiere a la presencia y resistencia del agregado, que en alguna medida se relaciona con la estabilidad de los mismos. Por más que las dos condiciones anteriores (tipo y clase) sean las ideales, ello no basta para configurar un panorama óptimo para la producción vegetal si los agregados no presentan suficiente estabilidad como para resistir la acción de agentes negativos: agua, labores culturales, pisoteo animal. A este punto se le debe prestar especial atención.

3. Estructura estable

Es difícil mantener una estructura estable, para ello debe evitarse la disminución de la materia orgánica y realizar racionalmente las labores agrícolas. Una estructura inestable provoca la formación de costras y horizontes superficiales endurecidos, también produce deslizamiento de suelo entre las grietas y finalmente erosión.

No es tarea fácil hablar de una estructura óptima. No obstante, es nece-

sario dar una idea acerca de la misma, fundamentalmente en lo que concierne a los conceptos que debe definir una buena estructura.

Para ello es necesario recordar que con la conservación de las condiciones estructurales, se buscan dos objetivos:

- Alta producción de los cultivos.
- Conservación del suelo, fundamentalmente disminuir de los procesos erosivos.

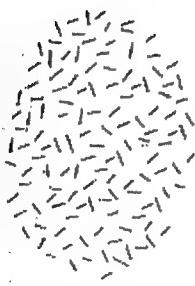
Es deseable para los primeros 20-30 cm contar con una estructura estable de tipo granular o migajosa, que tenga abundancia de poros grandes (macroporos), que permitan la percolación del exceso de agua y una buena emergencia de las plantulas, sumado a un adecuado desarrollo radicular en el espacio poroso entre agregados. De 20 a 30 cm hasta aproximadamente 150 cm es deseable la presencia de abundantes microporos, con una cantidad adecuada de macroporos. Estos últimos asegurarán la eliminación del agua en exceso con una velocidad adecuada, mientras que los primeros no sólo facilitarán el movimiento horizontal, sino que también se constituyen en reservorio de la misma.

4. Formación y estabilización de la estructura

4.1 Formación de agregados

La organización del material del suelo para la formación de agregados y sus rasgos pedológicos requieren de la acción de fuerzas físicas, químicas y biológicas. Dos factores son responsables del comportamiento de la agregación del suelo: la **floculación de las arcillas** y su posterior **estabilización o cementación**. El proceso puede esquematizarse:

Sistema disperso
Partículas de arcilla individualizadas



En la formación de las unidades de menor tamaño (dominios), los enlaces inorgánicos son los más importantes, mientras que en la estabilización de los agregados lo son los enlaces orgánicos (cementantes húmicos).

Floculación y formación de agregados estables no son sinónimos. La floculación resulta de la atracción electrostática entre los bordes positivos y las caras negativas de los minerales de arcilla. La formación de agregados estables requiere que las partículas primarias se encuentren tan firmemente unidas entre sí, que no se dispersen en el agua. Es decir que, la formación de agregados requiere la cementación o el enlace mutuo de las partículas floculadas. Así, la floculación ayuda al proceso de agregación, pero ella misma no es agregación.

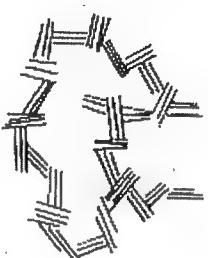
4.2 Factores que intervienen en la formación de agregados

I.- Biológico. Participación de Hongos y Bacterias

Los organismos del suelo, tanto vegetales como animales y desde los micro hasta los macro, afectan el desarrollo y estabilidad de los agregados.

La acción de hongos y bacterias específicamente la presencia de micelio y colonias, suelen agrupar, por uniones relativamente débiles, conjuntos de partículas primarias. Este efecto fue corroborado por la adición de polisacáridos, residuos de plantas, metabolitos microbianos o un simple carbohidrato, los cuales incrementaron la adherencia de las partículas del suelo para formar agregados estables (Martens y Frankenberg, 1992).

Entre los agentes cementantes de origen orgánico, merecen especial

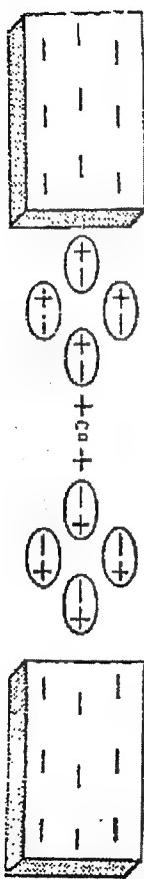


Sistema agregado y disperso
Formación de dominios por
asociación de láminas
de arcilla

consideración los productos metabólicos de los microorganismos del suelo, conocidos como "gomas microbianas" (Oades, 1984). Estos compuestos orgánicos fundamentalmente polisacáridos son secretados por bacterias, hongos y levaduras del suelo, cuya habilidad aglutinante depende de su composición química, de la sustancia degradada y del tipo de microorganismo actuante.

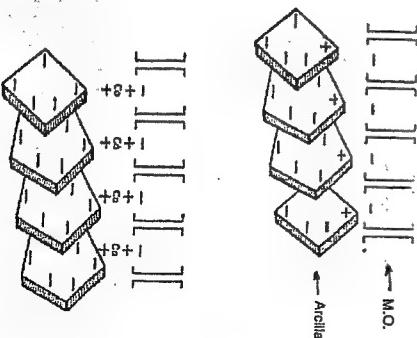
En un ensayo se inoculó un suelo estéril franco arcilloso con varios organismos y se encontró que los hongos fueron más efectivos que las bacterias en producir agregación. Los resultados obtenidos fueron:

Organismo inoculado	% de agregados mayor de 2 mm
Ninguno	0
<i>Penicillium oxalicum</i>	68,1
<i>Fusarium moniliiforme</i>	69,7
<i>Aspergillus niger</i>	43,4
<i>Bacterium megatherium</i>	7,3
<i>Bacterium radiobacter</i>	19,3
<i>Rhizobium alni</i>	4,9



- II. Químico**
- A) Acción del H₂O**
- Dipolo**
- Debido a la polaridad de las moléculas de agua (negativa en un extremo y positivas en el otro), a medida que estas moléculas se evaporan, las partículas de arcilla se acercan.

- Unión con la Materia Orgánica**
 - A través del enlace químico entre cargas positivas de las partículas de arcilla con las negativas de los compuestos orgánicos de estructura alifática (en el siguiente diagrama se representan por la línea de paralelas dobles).
 - El enlace químico de las cargas negativas de las partículas de arcilla con los compuestos orgánicos que tienen carga negativa a través de enlace catiónico, incluyendo el calcio, el hidróxido de hierro y el hidrógeno.



$$h = \frac{2T \cos \alpha}{r.d.g}$$

- h = altura del ascenso capilar, en cm
- r = radio del poro, en cm
- T = tensión superficial del agua (72 dinas cm^{-1})
- α = ángulo de contacto entre el agua y la faz sólida.
- Cuando $a = 0$, $\cos a = 1$
- d = densidad del agua, en g cm^{-3}
- g = aceleración de la gravedad, 981 cm seg^{-2}

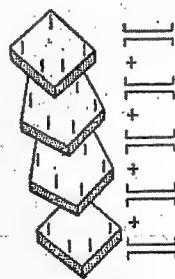
Por lo dicho, surge que las fuerzas capilares son cambiantes y dinámicas, en función del contenido hídrico del suelo. Dichas fuerzas no se manifiestan cuando el suelo está saturado o seco. En ambos casos por falta de la interfase agua-aire en los poros de dimensiones capilares.

2. Capilar
Un conjunto de partículas arcillosas puede estar separado de otro conjunto, o bien de un grano de tamaño arena, por un espacio lo suficientemente pequeño, como para que al llenarse dicho espacio con agua, se generen fuerzas capilares que actúan atrayendo los conjuntos entre sí.

Las fuerzas capilares dependen del radio capilar, siendo su magnitud inversamente proporcional al radio. Pero esto tiene un límite, ya que un excesivo acercamiento permite la acción de fuerzas de repulsión entre las partículas.

Las fuerzas capilares mencionadas, responden a la ecuación de ascenso capilar (ley de Kelvin para los angloamericanos, Ley de Bechold, para los alemanes, Ley de Jurin para los franceses).

3. El enlace químico de las cargas negativas de las arcillas con los compuestos orgánicos de carga positiva. Los grupo amino de las proteínas y los aminoácidos pueden, en ciertas condiciones, estar cargados positivamente. En este caso atraerán a las partículas con carga negativa. También hay otros grupos cargados positivamente, que pueden intervenir en la unión.



III. Fuerzas intercristalinas

Es el enlace químico de las posiciones negativas de una partícula de arcilla con las positivas de otra. Este mecanismo será tanto más efectivo cuanto más cargas presenten las arcillas. Para permitir el máximo número de enlaces es preciso que exista una orientación. El enlodamiento incrementa la oportunidad de orientación de los cristales de arcilla.

4.3 Influencia de diferentes factores sobre la agregación

Varios factores específicos afectan la génesis o formación de agregados de tipo granular o migajoso, cuya presencia es sumamente importante en la parte superficial de los suelos. Estos factores incluyen:

A. Procesos físicos

Toda acción que tienda a variar y cambiar la posición de las partículas, y las fuerzas de contacto entre ellas pueden estimular la agregación. Alternancia de humedecimiento y secado, congelamiento y descongelado, el efecto físico de las raíces, la acción de los microorganismos y el uso adecuado de los implementos de labranza favorecen el contacto entre partículas pudiendo promover la agregación.

B. Influencia de la materia orgánica

La materia orgánica es el agente que más estimula la formación y estabilización de agregados granulares y migajosos. Es más efectiva que la arcilla para la formación de agregados estables con las partículas de arena. Las raíces de

C.- Efecto de la adsorción de iones

La formación de agregados está influenciada por la naturaleza de los cationes adsorvidos por los coloides del suelo. Cuando el Na^+ es el catión predominante, como suele presentarse en algunos suelos, la partículas se dispersan causando efecto desfavorable sobre la estructura del suelo.

Por el contrario, la adsorción de iones Ca^{2+} , Mg^{2+} o Al^{3+} pueden estimular la formación de agregados al favorecer el proceso de flocculación.

Las lixiviaciones de arcillas silicatadas, óxidos de hierro y aluminio, sales solubles y carbonato de calcio participan en la formación y cementación de agregados dependiendo de las condiciones climáticas y el tipo de suelo.

D. Influencia de las labranzas

Las labranzas cumplen doble rol sobre la estructura del suelo, pudiendo tener un efecto favorable o desfavorable sobre la agregación. Si los niveles de humedad del suelo son adecuados, el efecto de las labranzas a corto plazo puede ser favorable ya que los implementos rompen terrones, incorporan la materia orgánica en el suelo, destruyen malezas creando una buena cama de siembra. Las labranzas son necesarias para el normal manejo de algunos suelos.

A largo plazo, las labranzas tienen un efecto perjudicial sobre los gránulos superficiales. En primer lugar, por mezcla y remoción del suelo, éstas generalmente aceleran la oxidación de la materia orgánica. En segundo lugar (especialmente aquellas que involucran equipos pesados), tienden a romper los agregados estables y compactan la superficie. Debido a esto es que han adquirido una gran difusión aquellos sistemas que reducen drásticamente el número de operaciones como son las labranzas reducidas y la siembra directa.

Resumiendo, en la formación de la estructura participan los cationes, la interacción de las partículas de arcilla con la humedad y la temperatura, la interacción de la arcilla y la materia orgánica, la actividad de la vegetación, de la fauna y de los microorganismos (Baver et al., 1973).

5. Modelos de unión entre partículas para formar agregados

5.1 Esquema de Emerson

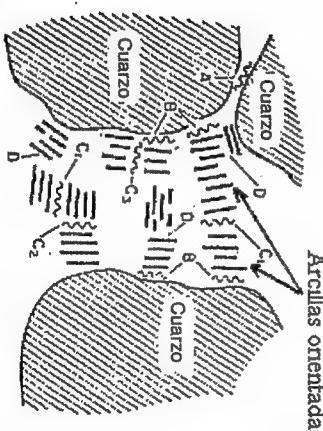
Hay muchos estudios que se refieren a las distintas formas de unión de las partículas arcillosas entre sí, y de éstas con el cuarzo y los coloides orgánicos.

El esquema de Emerson (1959), es un modelo donde las subunidades interviniéntes son microagregados no mayores de 0,25 mm de diámetro, los cuales están formados por paquetes en los que intervienen partículas de arcilla, cationes polivalentes y materia orgánica, los cuales poseen un considerable grado de estabilidad en agua.

El modelo surge de las investigaciones de los efectos de la materia orgánica sobre los agregados del suelo. Esta basado en el concepto de «dominios de arcilla» (clay-domains), definida como «el grupo de quasi-crystales de arcilla», los cuales están orientados y suficientemente unidos de modo que en el agua se pueden comportar como una unidad simple.

El modelo explica los diferentes caminos por los cuales las partículas pueden unirse formando microagregados (como se ilustra en la figura). La unión puede ser electrostática entre las cargas de borde positivo sobre un dominio y la fase cargada negativamente de otro (D) o puede establecerse por medio de la materia orgánica (A, B o C).

La materia orgánica estabiliza los agregados o «grumos» reforzando las fuerzas de unión entre los distintos «dominios de arcillas», C; entre arenas y «dominios de arcillas» B y entre partículas de arenas A.



Arcillas orientadas

Possible disposición de "dominios de arcilla", M.O. y Cuarzo (Emerson).

5.2 Modelo de organización de agregados (Tisdall y Oades, 1982)

Un prerequisito para la agregación estable en agua es la flocculación de las partículas de arcilla, que constituye el primer estado en la formación de un agregado.

En este modelo se describen cuatro estados de agregación, agregados de tamaño:

$< 0,2 \mu\text{m}$ \Rightarrow $0,2-2 \mu\text{m}$ \Rightarrow $2-20 \mu\text{m}$ \Rightarrow $20-250 \mu\text{m}$ \Rightarrow $> 2000 \mu\text{m}$

Agregados de 2000-250 μm

Estos agregados estables al agua están constituidos principalmente por agregados de 2000-250 μm de diámetro.

Pueden presentar alto contenido de carbono orgánico ($> 2\%$), están formados por agregados y partículas unidas principalmente por hifas y raíces, y en suelos de bajo contenido de carbono orgánico ($< 1\%$) participan como agentes de unión principalmente polisacáridos (uniones transitorias).

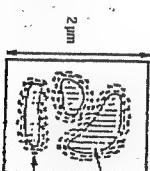
La estabilidad de estos agregados es controlada, por las prácticas agrícolas. Los agentes de unión inorgánicos como aluminosilicatos y óxidos de Fe también los estabilizan pero son de menor magnitud que los orgánicos.

Agregados de 20-250 μm

Están constituidos principalmente por agregados de 2-20 μm de diámetro unidos por materiales orgánicos persistentes y óxidos citálicos y aluminosilicatos desordenados. Estos agregados son estables al humedecimiento y no son alterados por las prácticas agrícolas, pudiendo destruirse por vibración ultrasónica. Su elevada estabilidad se debe a su pequeño tamaño y a que en ellos participan varios tipos de agentes de unión, cuyos efectos son aditivos.

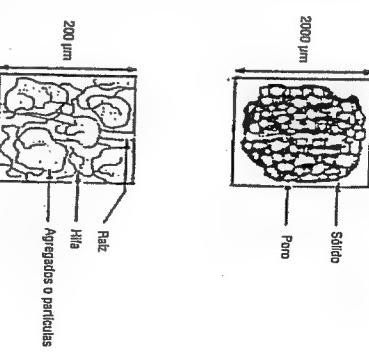
Agregados de 2-20 μm

Están constituidos por agregados menores de 2 μm de diámetro, unidos fuertemente por uniones orgánicas persistentes que no son disturbadas por las prácticas agrícolas. Micrografías electrónicas muestran bacterias individuales o colonias rodeadas por una capa de carbohidratos a las cuales las partículas de arcilla aparecen firmemente sujetas.



Restos microbianos
(Materiales Rúmicos)

Partículas de arcilla



Hifa

Raíz

Agregados o partículas

Agregados de < de 2 μm

Los agregados estables al agua < de 2 μm son floculos donde los cuasi-cristales individuales de arcilla, o grupos de éstas (dominios) forman una masa amorfizada. Están formados por material muy fino unidos por enlaces con la materia orgánica y óxidos de Fe. El material orgánico es sobreido sobre la superficie de las arcillas y retiene fuertemente por diferentes uniones químicas.



Modelo de organización de agregados individualmente estables. Agentes de Unión. *Journal of Soil Science*: 33, 141-163 (1982).

Las evidencias indican que no hay un suave "continuum" de tamaños de agregados estables al agua y que la estabilidad de las partículas de cada estado está asociada con un agente de unión dominante.

Este modelo muestra que un agregado de suelo está construido de unidades estructurales de distintos tamaños enlazadas por varios agentes de unión.

En resumen, los microagregados (< 250 μm) no son destruidos frente a un humedecimiento rápido o disturbio mecánico. Los polisacáridos también están involucrados. La unión de los microagregados aparece como relativamente permanente y no está influida por diferentes manejos dado al suelo.

Por otra parte, la estabilidad al agua de los macroagregados (> 250 μm) depende de las raíces y las hifas, y de la presencia de éstos depende el crecimiento del sistema radical. El número de macroagregados estables depende del contenido de materia orgánica, también disminuye cuando las raíces y las hifas son descompuestas y no reemplazadas. La estabilidad de macroagregados es controlada por el manejo y se incrementa bajo pasturas, declinando con la intensidad de los cultivos y las labranzas.

6. Evaluación de la estabilidad de los agregados

6.1 Consideraciones generales

En términos generales, se acepta que la agricultura sostenible se basa en sistemas de producción que tienen como principal característica la aptitud de mantener la productividad y ser útiles a la sociedad indefinidamente. Los sistemas de agricultura sostenibles deben, por tanto, reunir los siguientes requisitos: conservar los recursos productivos, preservar el medio ambiente; responder a los requerimientos sociales y ser económicamente competitivos y rentables.

Los sistemas que no aseguren la conservación de los recursos produc-

tos están expuestos a perder su habilidad para producir y, por lo tanto, no son sostenibles en el tiempo. Los sistemas que no aseguren la protección del medio ambiente pueden convertirse en perjudiciales más que beneficiosos, terminando por anular su razón de ser y, por ende, su sostenibilidad.

El problema principal de estimar la sostenibilidad biofísica de algunos sistemas, es que todas las metodologías investigadas están limitadas por restricciones o bien de espacio, (se cuentan con valores puntuales difíciles de ser extrapolados), o bien restricciones de tiempo (ser mediciones realizadas en períodos muy cortos para poder predecir a largo plazo) (Hamblin, 1991).

6.2 Métodos para evaluar la estructura del suelo

Varios métodos se emplean para evaluar la estabilidad de los agregados, entre ellos:

- Métodos indirectos a través de la:
 - Porosidad
 - Permeabilidad al agua y al aire
 - Infiltración
- Métodos directos:

Determinan el grado de estabilidad del agregado o terrón que conserva su integridad bajo la acción de diversos tratamientos arbitrarios, pero reproducibles. Hacen referencia a la capacidad de los agregados para mantener su forma al estar sometidos a fuerzas inducidas artificialmente, fundamentalmente el humedecimiento, el impacto de la gota de lluvia o el paso del agua.

En agronomía, debido al interés de conocer la estructura y la estabilidad estructural, por sus relaciones con la erosión, infiltración, penetración de rafes, aireación y aplicaciones ingenieriles relacionadas con la penetración de agua y capacidad de carga, se evalúa la estructura del suelo empleando los métodos que mejor correlacionan con factores relativos al uso del suelo. Estos métodos se basan en la determinación del grado de agregación, la estabilidad de los agregados y la naturaleza del espacio de poros, propiedades que cambian con el laboreo de la tierra y los sistemas de cultivo. Estas mediciones son importantes para caracterizar la cantidad y distribución del espacio de poros, asociado con los agregados y la susceptibilidad de éstos al agua y a la erosión eólica (Corvalán et al., 1996).

Dentro de los distintos métodos mencionados anteriormente, adquieren interés prioritario aquellos destinados a proporcionar una idea acerca de la estabilidad de agregados, en virtud de su importancia práctica, ya que los resultados experimentales se relacionan directamente con la productividad de los suelos.

De Boodt y De Leeuwer.

Se detalla a continuación uno de los métodos más usado en la Argentina:

De Boodt y De Leeuwer.

Esta metodología mide el grado de estabilidad por el cambio que se produce al tamizar una muestra en seco y luego en húmedo. Se realizan dos curvas de frecuencias acumuladas de peso en relación al diámetro de agregado y luego se mide el área encerrada entre las mismas. Este valor se compara con el área determinada para el suelo (del mismo lugar) con buena estabilidad estructural y se determina un índice.

- a) **Momento de muestreo:** Si la determinación forma parte de un plan donde se quiere evaluar una técnica cultural, la fecha está prefijada. Si por el contrario, se desea conocer los cambios en el estado estructural de un suelo durante un año, debe recordarse que el clima y la actividad biológica influyen estrechamente en esta propiedad. Esto nos obliga a estandarizar el momento y forma de muestreo para obtener datos comparables.

- b) **Obtención de la muestra,** estos estudios se realizan fundamentalmente en los horizontes superficiales. Generalmente se acompañan de determinaciones de densidad y estudios de macroporosidad, por esto se debe respetar la profundidad de los anillos de extracción.

La extracción se hace de la siguiente manera:

- 1º) Con una espátula o palita plana se separa el primer cm de suelo, cuidando de no compactar.
- 2º) Se toman muestras de los 2 cm subsiguientes con la misma espátula (1-3 cm) (3-5 cm).
- 3º) Se guardan los agregados en cajas no deformables de 10 x 4 cm. Los terrenos muy grandes se pueden separar en agregados más chicos por presión débil efectuada con los dedos.

En caso de querer obtener muestras en profundidad se debe hacer un pozo donde previamente se identifican los horizontes y sus espesores. De esta manera se hace la extracción en los distintos pisos correspondientes a los horizontes.

Para trasladar las muestras al laboratorio se las coloca en cajas, revestidas interiormente con espuma de goma. Con la finalidad de amortiguar los golpes.

- c) **Tratamiento en laboratorio:** el método trata de simular dos fuerzas relacionadas a la acción del agua.

Procedimiento**1) Al llegar la muestra al laboratorio, se la saca del recipiente y se la tamiza por 8 mm lo que es mayor, se debe romper con la mano, aprovechando las fracturas naturales, con el contenido hídrico que presenta la muestra en el momento de extracción.**

- 2) **Se distribuye la muestra sobre bandejas** en capas de unos 3 cm de espesor, durante 24 horas.
- 3) **Tamizado en seco**
Se coloca la muestra en una columna de tamices. Para suelos arenosos se usan tamices de 4,8-3,36-2,0,84 mm. Para los arcillosos, tamices de 4,8-3,36-2 mm. Es así como se obtienen fracciones de distinto peso. Este fraccionamiento se puede hacer con un vibrador automático de movimiento rotatorio, siendo suficiente sólo 5 minutos. Estas fracciones sumadas se deben llevar a un total de 100 g para cada repetición.

4) Humedecimiento

Se llevan estas muestras a capacidad de campo, dependiendo el agua requerida, de los materiales constituyentes y el peso de la fracción. El humedecimiento se hace por goteo que se efectúa sobre la muestra, donde la gota debe llegar con una energía de 8 ergios.

5) Incubación

Se coloca la muestra en una cámara húmeda o dentro de un germinador a 20°C y 98-100% de humedad, durante 24 horas de esta manera se busca exaltar los mecanismos de agregación en condiciones similares al campo.

6) Tamizado en húmedo

Transcurrido el tiempo de incubación, se colocan las distintas fracciones en los tamices correspondientes a los límites inferiores de cada fracción. Las columnas que se usan en el tamizado en húmedo están integradas por tamices de 4,8-3,36-2-1-0,5-0,3 mm y un fondo para recoger el material más fino. Las columnas se sumergen en recipientes con agua y se someten a 35 oscilaciones por minuto durante 30'.

Tipo de suelo	Contenido de arcilla	Agua adicionada
Arcilla	25 - 38% ó más	28 - 36%
Limo	8 - 25%	20 - 26%
Arena	< 8%	15%

7) Secado

Al transcurrir el tiempo de tamizado, se levanta la columna y se deja escuchar, luego se coloca en forma completa en la estufa, favoreciendo el secado con una corriente de aire caliente. Una vez secos se pueden separar las fracciones de los tamices con ayuda de un pincel y proseguir el secado en lata de acero.

Se pesan las distintas fracciones y se grafica una curva de frecuencias acumuladas los pesos en función de los diámetros.

La superficie encerrada por las dos curvas es un reflejo de los cambios sufridos por la muestra. Dicha superficie se lee con un planímetro calibrado.

Al comparar el valor del área encerrada por dichas curvas para el suelo problemático y un suelo de referencia (de la misma zona del suelo problema) de excelente estabilidad estructural, se puede obtener un índice:

$$\text{Índice de estabilidad (\%)} = \frac{\text{suelo de referencia}}{\text{suelo problema}} \times 100$$

Con este índice se va a una tabla y se califica el suelo

GRADO	ÍNDICE DE ESTABILIDAD (%)
Excelente	>50
Muy bueno	50-40
Bueno	40-33
No satisfactorio	33-25
Malo	<25

7. Problemas de estructura en suelos argentinos

Dentro de tres grandes regiones queda delimitado el territorio nacional, de los cuales la región húmeda, ocupa alrededor de 68.000.000 ha (23% de la superficie total del país); la semiárida, 48.000.000 ha (15%); y la árida 170.000.000 ha (60%). Esto indica que en la Argentina el 75% de su superficie se halla en condiciones de aridez o semiaridez, lo cual exige la aplicación de determinadas prácticas culturales, capaces de producir cultivos exitosos o bien recurrir al riego para lograr producción.

Los procesos degradadores de la estructura debidos a la erosión hidrálica afectan prácticamente a todo el país, fundamentalmente a tierras de alto valor con aptitud agrícola o agrícola ganadera de las regiones húmedas. Este proceso se destaca por su gravedad en el sur de Misiones, noroeste de Corrientes, centro y oeste de Entre Ríos, Tucumán, sur de Salta y en las cuencas de los ríos Carcarañá, Tercero, Arrecifes y Arroyo del Medio. Cálculos muy realizados por el INTA señalan que en la actualidad 25.000.000 ha/año se

encuentran degradadas. En el norte maicero se estiman pérdidas entre 160 y 280 millones de pesos anuales sólo por disminución en los rendimientos asociada a estos procesos.

Por otra parte extensas superficies están afectadas por erosión eólica, especialmente en las regiones áridas y semiáridas, afectando a 21.500.000 ha con incrementos de 60.000 hectáreas, en los últimos 30 años.

La degradación y deterioro de las propiedades físicas de los suelos, como resultado del uso agrícola, está presente en la totalidad de las tierras agrícolas bajo cultivo. Las pérdidas económicas por este concepto son de difícil estimación pero, a la consecuente disminución de los rendimientos, habría que sumarle el mayor costo en labranzas y tareas culturales, necesidad de resiembra, mayores dosis y pasadas de agroquímicos, necesidades crecientes de fertilización, etc.

A continuación se mencionarán diferentes regiones y la problemática en cada una de ellas.



Referencias

1. Puna
2. Sierras subtropicales
3. Chaco
4. Mesopotamia
5. Sierras Pampeanas
6. Bajadas
7. Pampa Húmeda
8. Pampa Seca
9. Precordillera
10. Andes Andinos
11. Andes Patagónicos
12. Patagonia Extra Andina
13. Oriental
14. Patagonia Extra Andina Occidental
15. Patagonia Extra Andina Austral

7.1 Región de la Pampa Húmeda (referencia N° 6 del mapa)

De las 13.000.000 ha, en uso hay 4,9 millones de ha, donde desarrollan su actividad cerca de 40.500 explotaciones.

La agricultura rutinaria es la causante de la degradación y erosión de los suelos. Es extractiva en cuanto a nutrientes porque no se reponen los principales, al ser inadecuado el uso de fertilizantes, y afecta la condición física del suelo por efecto del laboreo excesivo. De acuerdo al uso del recurso, puede afirmarse que toda la región presenta degradación física y química en diversos grados, presentándose los mayores efectos en las tierras bajo agricultura continua. La degradación física se determina por un deterioro de la estructura y la percolación, con aparición de encostramiento superficial ("planchado") y la formación del piso de arado. Este efecto se manifiesta por una menor infiltración, menos retención de humedad y en general con un incremento en el escorrentimiento aún en pendientes menores del 1% cuando éstas son largas (mayores de 500 m).

En esta región, el 32% de su superficie está afectada por erosión hídrica moderada y severa, con pérdidas del horizonte A de 5 a 20 cm. Este sector abarca el centro y este de la región y las zonas próximas a los ríos Arrecifes, Carcaráñ y arroyos Pavón y del Medio, donde predomina la erosión hídrica severa, incluyendo zonas con erosión grave.

Los efectos de la degradación física y química y la erosión se traducen en la reducción del rendimiento de los cultivos, donde el maíz es el más perjudicado.

7.2 Región de la Mesopotamia (referencia N° 4 del mapa)

Esta zona ocupa 6.200.000 ha (se excluye el Delta del Paraná) y de ellas el 70% es susceptible de degradación física y el 40%, ya posee algún grado (desde muy leve a grave) de degradación.

Comprende las provincias de Entre Ríos, Corrientes y Misiones, donde el problema de erosión hídrica y otras formas de degradación del suelo se manifiestan en grados diversos, siendo la erosión hídrica el más frecuente y espectacular de los procesos degradatorios. Este efecto es más marcado en las proximidades de los ríos Uruguay y Paraná, y en el centro y sur de la región donde dominan suelos arcillosos.

La creciente incorporación de los cultivos de soja y maíz en el norte correntino permite percibir con preocupación la aparición de signos característicos de degradación física como: compactación del suelo, decoración del suelo superficial, pequeños surcos y hasta cáccavas con el consiguiente desmedro de los rendimientos. Esto también se observa en toda la región en suelos con cultivos tradicionales tales como yerba mate, citrus, etc., y en los suelos desmontados, cuando las prácticas no son conservacionistas. El uso agrícola continuado, también es un factor que favorece la rápida mineralización

de la materia orgánica (favorecida por las condiciones climáticas de la región) y esto conduce a la pérdida de estructura del horizonte superficial, de sus nutrientes y al aumento de la escorrentía y la erosión.

7.3 Región del Chaco (referencia N° 3 del mapa)

Chaco subhúmedo que tiene aptitud agrícola ganadera, el resto del área tiene limitaciones de orden climático (déficit de precipitaciones) que restringen su uso a ganadería y/o actividad forestal.

Pese al bajo gradiente topográfico, existen formas de erosión hídrica de poca magnitud debido a la degradación de la cubierta vegetal. Los suelos de aptitud ganadera en general presentan déficit de precipitaciones.

Los síntomas avanzados de degradación se evidencian en campos desmontados con fines agrícolas. Es frecuente observar voladuras del material y acumulación de arena, el suelo se muestra desprotegido de cobertura y totalmente desagregado.

En campo natural bajo actividad ganadero-forestal, el sobrepastoreo y la explotación indiscriminada del bosque para la obtención de madera, postes, leña y carbón, provocan la degradación de la cobertura vegetal, se pierde el pasto y proliferan leñosas de bajo valor comercial (fachinal).

7.4 Regiones de la Puna, de las Sierras Subtropicales, de las Sierras Pampeanas y Bolsones y de la Precordillera (referencia N° 1, 2, 5, 8 y 9 del mapa)

Abarca una superficie de 16.180.000 ha. La heterogeneidad ambiental de esta región permite diferenciar tres sectores: a) el oeste, quebrado con dominio de relieve de sierras y en menor proporción, llanuras a gran altura; b) la parte central, con sierras de baja altura que encierran amplios valles y largos piedemontes y c) la parte oriental llana, prolongación de la llanura chacopampeana.

En el oeste, las grandes diferencias topográficas y el clima árido gravitan frente a una frágil cobertura vegetal, provocando fenómenos de desertificación en los ambientes llanos y formas espectaculares de erosión hídrica en las pendientes.

En la parte central, la densa cobertura vegetal y de pastizal amortigua parcialmente la erosión hídrica en el relieve de montaña. El interesante precio de los granos, hizo que se incrementara el área cultivada, empleando alta mecanización y uso de agroquímicos, sin tener en cuenta la intensa erosión hídrica y la degradación física generalizada de los suelos.

En la parte oriental, la sobreexplotación del bosque y el pastoreo intensivo hacen que prolifere el fachinal.

7.5 Región de la Pampa Seca (referencia N° 7 del mapa)

La superficie es de alrededor de 24.000.000 ha, de las cuales los cereales de invierno y verano ocupan 3.500.000 ha y la ganadería 15.000.000 ha, el resto está cubierto por monte.

Los suelos de esta región presentan una capa de tosca cerca de la superficie y ésta representa una limitante para el desarrollo de los cultivos y el almacenamiento de agua. Las partes más altas tienen suelos más evolucionados y fértiles.

La falta de rotaciones y el sobrepastoreo confieren a la zona una alta susceptibilidad a la degradación física. En el sector sur de la provincia de San Luis, suroeste de Córdoba, norte y este de La Pampa y sur de Buenos Aires, los procesos de degradación están asociados a la erosión eólica, mientras que la erosión hídrica se manifiesta en las serranías de San Luis y Córdoba.

7.6 Región de la Patagonia (referencia N° 10, 11, 12 y 13 del mapa)

Ocupa 78.000.000 ha. Gran parte de esta zona muestra las consecuencias de un manejo indiscriminado del recurso torrajero y del suelo, a lo que se suma el factor climático de singular agresividad. El sobrepastoreo, la trashumancia, la extracción de arbustos para leña, los incendios, la actividad petrolera y la acción depredadora de la fauna silvestre son en orden de importancia desestabilizadoras del ecosistema, degradándolo hasta más allá de las posibilidades de recuperación natural.

Bibliografía de apoyo

- BAVER, L.D., W.H. GARDNER, W.R. GARDNER.** 1973. Física de Suelos - Ed. Hispanoamericana -Barcelona.
- BRADY, N.C.** 1990. The nature and properties of soils 10a ed. MacMillan Pub. Co., New York.
- CORVALÁN, D.R., D.A. LAUREDA Y G.H. ROSATTO.** 1996. Métodos de determinación de estabilidad estructural en suelos. Actas, IV Congreso Argentino y II Internacional de Ingeniería Rural, Neuquén.
- GAVANDE, S.A.** 1979. Física de Suelos - Ed. Limusa, México.
- HAMBLIN, A.** 1991. "Sustainable Agricultural Systems: What are the appropriate measures for soil structure?" Abst. J. Soil Res., 29: 709-715.
- HENIN, S., R. FRAS, G. MONNIER.** 1972. El Perfil cultural - Ed. Mundiprensa - Madrid.
- OADES, J. M.** 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. Plant and Soil 76: 319 - 337.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO Y C. ROCUERO.** 1994. Estadística para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundiprensa, Madrid, España.
- SILENZI, J.C., A.M. MORENO Y J.C. LUCERO.** 1987. Variaciones temporales de la estabilidad estructural de un suelo no disturbado. Ciencia del Suelo, 5 (1): 54-58.
- SOLA, F., F.M. CRIFO, J. LEGUÍZA Y P.V. URDAPILLETA.** 1995. El deterioro de las tierras en la República Argentina. Aletia Amarillo. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca (SAGyP) y el Consejo Federal Agropecuario (CFA).
- TISDALE, J.M. Y J.M. OADES.** 1982. Organic matter and water stable aggregates in soils. Journal of Soil Science, 33, 141-163.
- WHITE, R.E.** 1997. Principles and practice of soil science. Blackwell Science (eds), 3ra Edición. Oxford.

DENSIDAD DEL SUELO

Temario

- 1. Introducción
- 2. Densidad real
 - 2.1 Concepto
 - 2.2 Medición:método del pliomómetro
- 3. Densidad aparente
 - 3.1 Concepto
 - 3.2. Factores que afectan la densidad aparente:
 - 3.2.1 Textura
 - 3.2.2 Estado de agregación
 - 3.2.3 Materia orgánica
 - 3.2.4 Manejo del suelo
 - 3.3 Aplicaciones de la densidad aparente
 - 3.3.1 Evaluación de la densificación
 - 3.3.2 Peso de la capa arable
 - 3.3.3 Cálculo de la porosidad total
 - 3.3.4 Lámina de riego
 - 3.3.5 Cálculo del espacio aéreo
 - 3.4 Métodos de determinación:
 - 3.4.1 Método del cilindro
 - 3.4.2 Método de la excavación o la bolsa de plástico
 - 3.4.3 Método del agregado o de la parafina
 - 3.4.4 Métodos que usa radiaciones electromagnéticas

DENSIDAD DEL SUELO

Ings. Agrs. María Llamas y Gisela Moreno

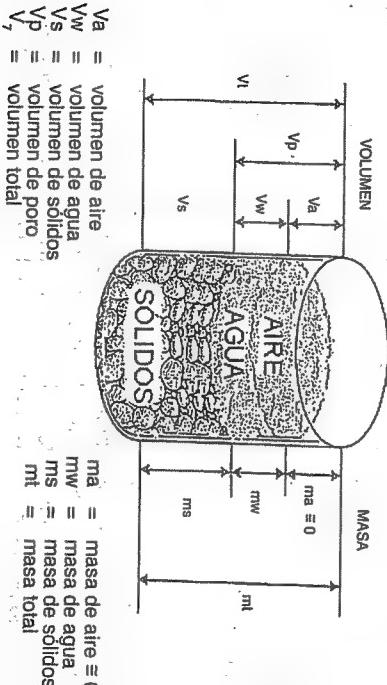
— OBJETIVOS

- Presentar los conocimientos que permitan comprender el concepto y la utilidad de la medición de la densidad del suelo.

1. Introducción

Muchas características de los suelos, importantes para la agricultura, derivan de las proporciones en que se encuentran las partículas sólidas, líquidas y gaseosas, y de las relaciones de masa y de volumen entre ellas.

En la siguiente figura, se pueden identificar las masas y volúmenes de los constituyentes del suelo y establecer algunas relaciones de interés para este capítulo.



$$\text{Volumen total } (V_t) = V_p + V_w + V_s = V_p + V$$

$$\text{Masa total } (m_t) = m_a + m_w + m_s = m_w + m_s$$

$$\text{Densidad real } (\delta_r) = m_t / V_t$$

$$\text{Densidad aparente } (\delta_{\text{ap}}) = m_s / V_t$$

La densidad es el peso por volumen unitario de sustancia. Simbólicamente, se representa: $\delta = \text{Peso} / \text{Volumen}$ y se expresa en Mg m^{-3} ó g cm^{-3} .

En el estudio de los suelos se distinguen dos tipos de densidad: la densidad real (o de partícula) y la densidad aparente. La primera corresponde a la densidad de la fase sólida y la segunda incluye el volumen de partículas y el volumen vacío de poros.

La densidad aparente permite evaluar si el manejo que se da al suelo

3. Densidad aparente (dap)

produce compactación dificultando el crecimiento de los cultivos. Este valor es necesario para referir los datos de los análisis de laboratorio a un volumen de suelo a campo, para calcular la porosidad, determinar el volumen de agua para riego, etc.

2. Densidad real (δ_r)

2.1 Concepto

La δ_r se define como la densidad media de las partículas sin incluir el volumen de poros. Valores frecuentes de δ_r de algunas partículas del suelo:

minerales de arcilla cuarzo y feldespato	2,00 - 2,65 Mg m ⁻³
minerales con elementos metálicos pesados	2,50 - 2,60 Mg m ⁻³
materia orgánica	4,90 - 5,30 Mg m ⁻³

La δ_r o de partícula de un suelo es la resultante de la densidad de los componentes que lo constituyen. Valores de δ_r para distintos horizontes:

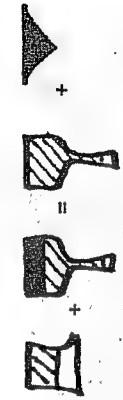
horizontes minerales	2,60 - 2,75 Mg m ⁻³
horizontes orgánicos	1,10 - 1,40 Mg m ⁻³
horizontes ricos en minerales pesados	2,75 Mg m ⁻³

horizontes de cenizas volcánicas

0,50 Mg m⁻³

Se ha convenido en adoptar el valor de 2,65 Mg m⁻³ como la densidad de partícula para todos los suelos minerales. Se considera como el promedio aproximado de los minerales dominantes del suelo: cuarzo, feldespatos, micas y minerales arcillosos. Para un horizonte dado será prácticamente constante a lo largo del tiempo ya que no depende de la estructura del suelo y la composición de las partículas varía muy poco.

2.2 Medición: método del picnómetro



La δ_r del suelo se puede determinar pesando una muestra seca (P) y midiendo el volumen (V) de un líquido desplazado por la misma muestra, en un frasco volumétrico denominado picnómetro.

3.2.2 Estado de agregación

La δ_r es menor en suelos estructurados, con agregados más chicos y adecuada distribución de poros. Como la δ_r está relacionada con la estructura, es afectada por los mismos factores que ésta:



suelos arcillosos: 1,0-1,3 Mg m⁻³
suelos arenosos: 1,2-1,6 Mg m⁻³

La δ_{ap} se refiere al peso de una muestra seca en estufa, dividido por el volumen que ocupa la muestra a campo, con su ordenamiento natural. En este caso el volumen de poros es una parte del volumen medido. A continuación se presentan algunos valores:

horizonte arenoso	1,45 - 1,65 Mg m ⁻³
horizonte arcilloso c/estructura	1,05 - 1,10 Mg m ⁻³
horizonte arcilloso compactado	1,90 - 1,95 Mg m ⁻³
suelos de ceniza volcánica	0,85 Mg m ⁻³
suelo turboso	0,25 Mg m ⁻³
horizonte compactado	2,00 Mg m ⁻³

3.2 Factores que afectan la densidad aparente

La δ_{ap} del suelo depende de la δ_r o de partículas y de la ordenación de éstas en el espacio formando agregados. Varía con la textura, estado de agregación, materia orgánica (MO) y manejo del suelo.

3.2.1 Textura

Las partículas del tamaño de las arenas dejan entre sí poros más grandes que las fracciones finas, pero la porosidad total para un dado volumen es menor en suelos arenosos que arcillosos. Por lo tanto, los suelos arenosos presentan mayor δ_{ap} que los arcillosos:

3.2.3 Materia orgánica

La materia orgánica reduce la δ_{ap} en dos sentidos: por su composición ya que tiene menor densidad y porque favorece la agregación de las partículas, aumentando la porosidad.

En el perfil la δ_{ap} aumenta con la profundidad al disminuir la materia orgánica y los estratos subsuperficiales sufren compactación por el peso de los superiores.

3.2.4 Manejo del suelo

El exceso de labores, el paso de maquinaria pesada, el pisoteo de los animales cuando el suelo está muy húmedo, producen la destrucción de la estructura y el aumento de la δ_{ap} .

Al destruir los agregados se reduce la porosidad total y el diámetro de los poros, lo que conduce a una disminución del drenaje por infiltración y permeabilidad. Al no entrar en el perfil el agua de lluvia se aprovecha menos, ya que una parte se pierde por evaporación o escorrimiento, aumentando el riesgo de erosión. Un suelo con menos agua y menos aire, tiene menor actividad biológica, se afecta la mineralización de la materia orgánica y la disponibilidad de los nutrientes. El diámetro de poros puede alcanzar un tamaño tan chico que impida la penetración radicular.

3.3 Aplicaciones de la densidad aparente

3.3.1 Evaluación de la densificación

Como se explicó existe una relación inversa entre δ_{ap} y porosidad.

El aumento de δ_{ap} aumenta la dureza de capas u horizontes.

La densificación puede tener origen antropico (inducido) o natural (genético) y ser actual o relictico.

Origen antropico

Como se mencionó anteriormente el exceso de labores destruye la estructura, entonces las partículas se orientan y forman costras superficiales que impiden la emergencia de las plántulas.

El uso reiterado del arado a profundidad constante provoca el piso de arado, que es una capa compactada producida por el apoyo del talón de la reja a la profundidad de la labor (10-15 cm). Es más frecuente en suelos de textura media a fina.

El paso de maquinaria pesada produce densificaciones en profundidad (hasta 80-90 cm), especialmente en suelos de texturas finas, entonces la masa radicular se desarrolla en la superficie.

Origen natural: (procesos pedogénéticos)

Son capas u horizontes que se encuentran cementados por algún componente. Cuando no se disgregan o solubilizan con agua se llaman duripanes; por ejemplo los horizontes petrocárticos, petrogípicos, petroféricos, etc. Cuando se ablandan en agua se llaman reversibles; por ejemplo los fragipanes.

Estas capas densas pueden deberse a procesos pedogénéticos actuales o pasados sobre los cuales se estableció luego el material que dio origen al suelo actual. La δ_{ap} de estas capas generalmente supera 2 Mg m^{-3} . La limitación es mayor cuanto más cerca están de la superficie.

La medición de la δ_{ap} no proporciona información acerca del tamaño ni la conexión de los poros, ni las fuerzas que dieron origen a una estructura específica, ni como responderá a una agresión externa. En cambio, permite inferir el riesgo de erosión, la circulación de agua y aire, propiedades de importancia en la fertilidad de los suelos.

3.3.2 Peso de la capa arable (PCA)

Es la cantidad de sólido en el volumen determinado por una hectárea de superficie y una profundidad dada (generalmente la profundidad de labo).

Para el cálculo del PCA se usa la siguiente fórmula:

$$\text{PCA} = \delta_{ap} \cdot E \cdot S$$

PCA : peso en Mg ha^{-1}

δ_{ap} : densidad aparente en Mg m^{-3} , equivale a g cm^{-3}

E: espesor o profundidad de la capa expresada en metros

S: superficie de 1 ha: 10.000 m^2

Por ejemplo: El PCA de un suelo, a una profundidad de 0,20 m y con una δ_{ap} de $1,2 \text{ Mg m}^{-3}$, es de 2400 Mg ha^{-1} .

La cantidad de un nutriente disponible o la necesidad de aplicación de agroquímicos determinados en el laboratorio, se expresan como porcentaje o ppm en peso seco. El PCA es necesario para convertir estos datos a valores de campo.

3.3.3 Cálculo de la porosidad total o espacio poroso

La relación porcentual entre el volumen de huecos (ocupado por agua y aire) y el volumen total define la porosidad. Puede calcularse a partir de la δ_{ap} y la δ_r con la siguiente fórmula:

$$\text{Ep: } 100 \left(1 - \frac{\delta_{ap}}{\delta_r} \right)$$

donde

$$\text{Ep: espacio poroso}$$

$$\delta_{ap}: \text{Mg m}^{-3}$$

$$\delta_r: \text{Mg m}^{-3}$$

Valores de porosidad para algunos suelos:

Suelos arenosos: 35 a 40% de espacio poroso

Suelos de textura franco limosa a arcillo limosa: 40-60% de espacio poroso.

3.3.4 Lámina de riego

Lámina de riego es la cantidad de agua que debe aplicarse a un suelo para llevarlo desde un contenido de humedad inicial a otro final. Habitualmente el porcentaje de humedad se obtiene como el peso de agua en relación al peso de suelo seco, la densidad aparente transforma ese valor de humedad gravimétrica a términos de humedad volumétrica para calcular la lámina de riego.

3.3.5 Cálculo del espacio aéreo

El espacio poroso puede contener agua o aire. El espacio aéreo hace referencia al espacio con aire. Para una muestra dada se calcula como volumen de la porosidad total - volumen de los poros ocupados por agua.

3.4 Métodos de determinación de la densidad aparente

3.4.1 Método del cilindro

Se usa un cilindro con borde biselado exterior de volumen (V) conocido. Para obtener la muestra se introduce completamente en el horizonte a estudiar, para que el volumen de la muestra sea exactamente el del cilindro. El suelo del cilindro se seca y se pesa (P), con la relación P/V se obtiene la δ_{ap} . Se pueden producir errores al insertar el cilindro por compactación cuando el suelo está muy seco o por cambio de volumen por hinchamiento cuando el suelo es arcilloso y está muy húmedo.

Bibliografía de apoyo

- BAVER L.D., W.H. GARDNER Y W.R. GARDNER, 1972. Física de Suelos. Ed. Hispanoamericano.
- ORTIZ VILLANUEVA B. Y C.A. ORTIZ SOLORIO, 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapingo.
- PORTA J.M., M. LOPEZ ACEVEDO Y C. RODUERO, 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi Prensa.

3.4.2 Método de la excavación o la bolsa de plástico

Se realiza una excavación de forma regular en la parte superior del horizonte, el material extraído se seca y pesa (P). Se determina el volumen de la excavación colocando sobre la misma una bolsa plástica que se llena con un volumen medido (V) de agua o arena. Es un método rápido que puede ser usado cuando no se requiere precisión.

3.4.3 Método del agregado o de la parafina

Se toma un agregado, se deja secar y se pesa (P), se reviste con parafina y se determina su volumen (V) por inmersión en un líquido. Este método debe usarse en horizontes con agregados estables, es más exacto que los anteriores pero consume tiempo. Da valores más altos de δ_{ap} porque no incluye el espacio poroso natural entre terrones y también porque el volumen medido corresponde a un terrón seco al aire, que para suelos que se expanden, puede ser menor que a la humedad de campo.

3.4.4 Métodos que usan radiaciones electromagnéticas

Una fuente de radiaciones (rayos X o gamma) de intensidad conocida genera una emisión que recorre un espacio dado dentro del suelo. Cuando la energía pasa a través de la materia (sólidos y líquidos del suelo) disminuye su intensidad en forma proporcional a la densidad de ésta. Un receptor registra la intensidad de llegada. El aparato se debe calibrar para cada suelo obteniéndose un gráfico que relaciona la intensidad medida con la δ_{ap} . Es un método caro, pero realiza la medición en la condición natural del suelo.

COLOR, CONSISTENCIA, MOTEADOS Y CONCRECIONES

Temario

- 1. Color**
 - 1.1 Introducción
 - 1.2 Determinantes
 - 1.3 Origen
 - 1.4 Significado
 - 1.5 Medición
- 2. Consistencia**
 - 2.1 Introducción
 - 2.2 Fuerzas de cohesión y adhesión
 - 2.3 Plasticidad
 - 2.4 Significado
 - 2.5 Medición
- 3. Moteados**
- 4. Concreciones**

COLOR, CONSISTENCIA, MOTEADOS Y CONCRECIONES

Ings. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno

OBJETIVOS

- Presentar los conocimientos que permiten caracterizar e interpretar el significado del color y la consistencia de los suelos.

1. Color

1.1 Introducción

Muchas veces se hace referencia a un suelo por su color: rojo, pardo, gris, negro, debido a que es la característica física más fácil de observar y reconocer.

El color puede ser heredado de la roca madre o ser el resultado de cambios producidos durante la génesis del perfil.

El color tiene poco efecto directo sobre el comportamiento del suelo: colores más oscuros absorben más energía radiante que los claros, tienden a ser más calientes, lo que favorecería la evaporación, sin embargo la cobertura vegetal y la MO que retiene humedad, pueden contrarrestar este efecto.

La importancia del color está en que permite evaluar tres parámetros: cantidad de MO, condiciones de drenaje y aireación, que están relacionadas con la fertilidad del suelo.

1.2 Determinantes del color

El color está dado por la naturaleza del material y la cantidad y estado de oxidación del hierro y la MO. Las partículas de mayor superficie específica (material coloidal: arcillas silicatadas, óxidos, MO) tienen más efecto sobre el color.

Los colores de los distintos componentes del suelo son:

Cuarzo: blanco, amarillo;

Calcita y esferescencias de sales: blanco.

Minerales arcillo-silicatados: pardo, depende de su naturaleza y cantidad de revestimiento; feldespatos: con tintes rojizos. Los óxidos de hierro presentan distintos colores según su grado de hidratación: hematita: rojo; goetita: amarillo a rojizo, limonita: amarillo. Al estado reducido dan colores verde oliva o azul. Al aumentar la MO, los horizontes superiores cambian de pardo a paro oscuro o negro.

1.3 Origen del color del suelo

El color del suelo se puede relacionar con el material originario, edad del mismo, clima, relieve y los procesos pedogenéticos.

En una zona climática, suelos derivados de distintos materiales pueden tener las mismas características de color e inversamente suelos de un mismo material madre pueden diferir cuando se desarrollan en climas diferentes.

Cuando el suelo es joven dominan los colores del material original: si son rocas ácidas serán claros, si son rocas básicas, oscuros. Al llegar a la madurez el color es consecuencia de las condiciones bioclimáticas: en regiones templadas, con suficiente agua predominan los colores oscuros y grises. En clima cálido y lluvioso: rojo y amarillo. En clima cálido y seco el color es claro con tintes rojos del material original.

El relieve también marca diferencias: las partes altas son más claras que las bajas, generalmente con mayor disponibilidad de agua.

En la mayoría de los casos los colores de los horizontes son el resultado de procesos pedogenéticos. El color puede ser uniforme o estar moteado, manchado, veteado o matizado con lenguas.

1.4 Significado del color

El color marca tendencias, los más claros indican presencia de cuarzo: material inerte. Colores más oscuros, con más MO, son más productivos. Suelos aireados con minerales más oxidados tienden al rojo o rojo brillante. La presencia de moteados de Fe y Mn indican inconvenientes al movimiento del agua. Cuando el drenaje es gravemente impedido los minerales se reducen y predominan los colores azul y verde.

Los colores claros también pueden deberse a pérdida de sustancias colorantes, que se depositan en horizontes subsuperficiales (Ej: podsoles).

Si se relacionara el color y la productividad, ésta seguiría el siguiente orden decreciente: negro, pardo, pardo ferruginoso, pardo gris, rojo, gris, amarillo, blanco.

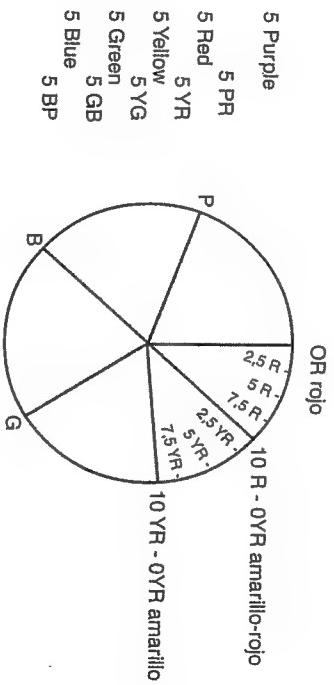
El color se tuvo en cuenta en la clasificación rusa de suelos, por ejemplo: Chernozem (negro), Sierozem (gris), Krassozem (rojo), Podsol (gris ceniciento).

También en la Taxonomía de Suelos, algunos horizontes diagnóstico se designan por su color: álbico (blanco), ochrico (claro), úmbrico (oscuro).

1.5 Medición o determinación del color

Los colores del suelo se miden por comparación con la tabla de colores de Munsell. El color se caracteriza a través de tres parámetros: matiz, luminosidad e intensidad.

Cada hoja de la tabla de Munsell corresponde a un matiz. El matiz está dado por la longitud de onda dominante en la radiación reflejada. Se presentan 5 colores principales y 5 intermedios por combinación de dos consecutivos:

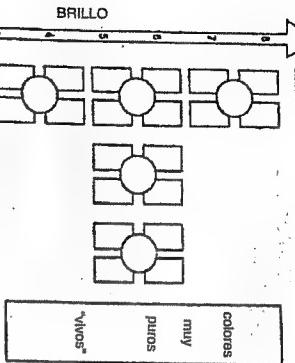


Para cada color se establece una graduación de 0 a 10 de la siguiente forma: OR - 2,5 R - 5 R - 7,5 R - 10 R coincide con 0 YR, etc.

Cada matiz presenta combinaciones por luminosidad e intensidad que en combinación dan todas las variantes.

En sentido vertical el matiz se combina con partes de negro y blanco para medir el grado de claridad u oscuridad. Esta variante se denomina brillo o luminosidad, se representa en números que expresan la proporción de luz reflejada:

0= negro, 0% de luz reflejada (en la parte inf. de la hoja).
10= blanco, 100 % de luz reflejada (en la parte sup.).
Los valores de luminosidad o brillo más altos en suelos pueden ser 8 a 9.



En sentido horizontal el maíz se combina con proporciones crecientes de gris de derecha a izquierda, se llama intensidad o croma y representa pureza relativa de color del matiz.

A menor dominancia de gris, mayor pureza o intensidad de color; (generalmente no supera 8).

Luminosidad e intensidad representan el efecto de la MO y el estado de oxidación de los componentes del suelo.

El color se expresa con una fórmula, como sigue:

7,5 YR
matiz
lum / int

Toda descripción del suelo va acompañada del color, se hace a campo, sobre la cara de terrenos expuestos. El color varía en seco y húmedo, éste último es más oscuro porque absorbe más luz. Si la muestra se muela, el color puede resultar distinto al del terreno. Para cada zona hay una cartilla básica. En la Región Pampeana son comunes los colores 7,5 YR, 10 YR, etc.

2. Consistencia

2.1 Introducción

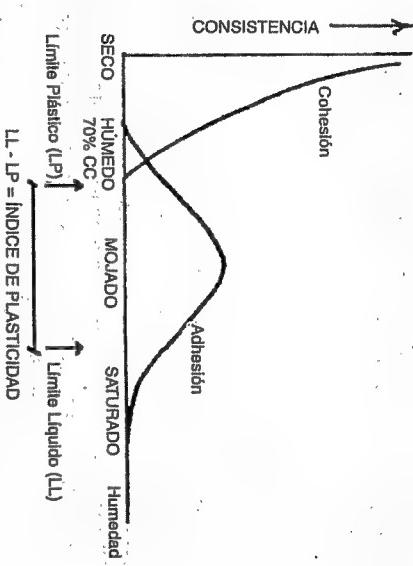
La consistencia es una propiedad mecánica del suelo que mide la respuesta de este a la deformación y ruptura por fuerzas externas. Se debe a las fuerzas de atracción entre partículas (cohesión) y entre estas y el agua (adhesión). Depende del contenido de humedad del suelo y de la cementación de las partículas sólidas, lo cual se relaciona con la textura, cantidad y naturaleza de los coloides orgánicos e inorgánicos.

Es una propiedad que afecta el crecimiento de las plantas y el momento para la realización de las labores. Se evalúa a través del grado de dureza, friabilidad, plasticidad y adherencia del material del suelo.

2.2 Fuerzas de cohesión y adhesión

En el gráfico se muestra la variación teórica de la consistencia en función

Color, consistencia, moteados y concresciones
del contenido de humedad para los suelos. Se representa a través de las fuerzas de cohesión y adhesión.



Las constantes de consistencia son: el límite líquido, el límite plástico y el índice de plasticidad. Esto significa que un suelo mojado, cuyo contenido de humedad es igual a la capacidad de campo o mayor, se puede describir por su adherencia, plasticidad y consistencia en condiciones de menor contenido de humedad.

Cohesión: es la atracción entre partículas sólidas debido a fuerzas de Van der Waals, atracción electrostática, puentes catiónicos, el efecto aglutinante de la MO y los óxidos de Fe.

Esta fuerza actúa en suelos secos donde las partículas están muy próximas. La cohesión es alta en suelos arcillosos debido a la gran superficie específica y será máxima si el suelo fue trabajado en húmedo permitiendo la orientación de los planos de la partículas. Al secarse el suelo se endurece y los terrenos son difíciles de romper. En esas condiciones la consistencia será alta. Por el contrario un suelo arenoso seco presenta muy baja cohesión y consistencia debido a la poca superficie de contacto.

Adhesión: al aumentar el contenido de humedad, las moléculas de agua son atraídas y se orientan sobre las partículas, debilitando las fuerzas de cohesión.

A bajo contenido de humedad se forman meniscos que mantienen unidas las partículas por presión capilar. Si se presiona el material las películas de agua se reacomodan para mantener los granulos unidos. Se dice que la masa del suelo es friable o fácil de desmenuzar. En este estado la cohesión es mínima, los agregados son blandos, no afectan el crecimiento de las plantas y es la mejor situación para la labranza.

Al aumentar el contenido de humedad, aumenta el área de contacto, partícula-agua hasta que a un contenido de humedad, la tensión se hace tan chica que no puede ser compensada por el mayor área de contacto, a partir de

allí la consistencia decrece. Esta disminución se debe al aumento del grosor de las películas de agua entre las partículas. Cuando el suelo está saturado la tensión superficial no se manifiesta, y las partículas pueden fluir.

Las arcillas tienen gran capacidad de adsorción de agua varias capas se orientan y adhieren fuertemente a la superficie manteniendo las partículas unidas. A medida que aumenta el contenido de humedad, éstas son menos retenidas, entonces al hacer presión las partículas pueden desplazarse. Cuando cesa la fuerza conservan la forma, debido a la atracción por las capas de agua.

Esta posibilidad de cambiar la forma y conservarla cuando cesa la presión se llama plasticidad y no se manifiesta si no hay suficiente arcilla ($> 14\%$ de arcilla). Con más arcilla la curva de consistencia crece y se ensancha, comparada con un suelo arenoso.

Con contenidos de humedad superiores al de consistencia máxima, el agua es retenida menos fuertemente por las partículas y es arrastrada hacia la superficie de otros cuerpos. Por medio de estas películas de agua las partículas del suelo quedan adheridas a los objetos o las manos cuando se los trabaja.

Se puede ver en la curva de consistencia que presenta dos máximos y dos mínimos. La consistencia es mayor en el extremo seco, debido a la cohesión y nuevamente en la parte media del humedecimiento debido a la adhesión, esta es pequeña cuando el suelo está ligeramente húmedo (friable) o cuando está saturado. Estas relaciones son más marcadas en suelos con contenido importante de arcillas.

2.3 Plasticidad

La plasticidad del suelo es su capacidad para ser moldeado o deformado por la aplicación de una fuerza, y conservar su nueva forma cuando cesa esa fuerza. La elasticidad del suelo, contraria a la plasticidad, es la capacidad de éste, para recuperar su forma original cuando cesa la fuerza que lo deforma.

El grado de plasticidad de un suelo depende de su contenido y tipo de arcilla mineral (se estima un mínimo de 14 a 16% de arcilla para que el suelo sea plástico), de las proporciones de arena y limo y del contenido de materia orgánica, especialmente en estado coloidal; el contenido de humedad también es muy importante.

Para evaluar la plasticidad de un suelo se puede usar la técnica de los límites de Atterberg, quien estudió el intervalo de humedad en el que los suelos presentan propiedades plásticas y señaló tres valores:

- 1) El límite superior o líquido: corresponde a la cantidad de agua en que el suelo comienza a fluir bajo la acción de una fuerza aplicada.
- 2) El límite inferior o plástico: es la cantidad de agua mínima con la cual el suelo pasa de friable a plástico.
- 3) El índice o rango de plasticidad: es la diferencia entre los límites líquido y plástico.

La plasticidad es causada por las fuerzas asociadas con las películas de agua entre partículas de arcilla.

Los límites de Atterberg se ven modificados por el porcentaje y tipo de arcilla, catión de cambio y MO.

La arcilla eleva el límite plástico en la escala de humedad y aumenta el número de plasticidad.

Una montmorillonita, saturada con Na tiene un alto índice de plasticidad debido a su gran capacidad de expansión ya que el Na es un catión altamente hidratable. La misma arcilla saturada con Ca tiene menor índice de plasticidad porque éste reprime la dilatación de la red cristalina y reduce la formación de capas interiores. También sistemas con Ca o Mg tienen límites plásticos mayores que los saturados con Na y K.

La MO aumenta los límites de plasticidad aunque casi no afecta el índice de plasticidad. La MO tiene alta capacidad de adsorción de agua, retarda la formación de películas alrededor de la partícula del mineral. Entonces el límite plástico se produce a un contenido de humedad relativamente alto. Despues de formada la película casi toda la humedad adicional es empleada en aumentar el espesor de las películas hasta que fluye. La presencia de MO tiene poco efecto en este caso y no influye en grado significativo en el índice de plasticidad. El aumento de MO de los suelos extiende la zona de friabilidad posibilitando la labranza con mayor contenido de humedad.

2.4 Significado de la consistencia

Suelos con muy alta consistencia afectan el crecimiento de las raíces de las plantas. Si el suelo está duro y muy seco, se requiere mucho esfuerzo de la maquinaria, si está demasiado húmedo y pegajoso, las máquinas se estancan y el suelo se encharca dando una mala condición para la siembra.

En el límite plástico bajo el cual un suelo no puede deformarse sin que se desmjerne, es friable y se desarman bien cuando se ara. Este valor es el más importante para la agricultura. En tanto que el límite líquido adquiere importancia en construcciones y para los suelos volcánicos por el peligro de deslizamientos de tierra.

2.5 Medición

La determinación a campo describiendo la consistencia a distintos grados de humedad: en seco, húmedo y mojado, se caracteriza por los siguientes parámetros: dureza, friabilidad, plasticidad y adhesividad. Para cada contenido de humedad se describe la intensidad del parámetro correspondiente.

Seco: se mide seco al aire y se observa si los agregados se desintegran con la mano, se evalúa fragilidad o dureza.

Húmedo o ligeramente mojado: entre seco al aire y capacidad de campo, evalúa la friabilidad.

Muy húmedo o mojado: con un contenido de humedad algo mayor que a capacidad de campo, se caracteriza por la adherencia y plasticidad.

Las arcillas en seco forman agregados muy duros, la arena poco cohesivos.

En húmedo la arena presenta cierta aglomeración y la arcilla húmeda es plástica y pegajosa, especialmente la montmorillonita.

Las texturas medias cambian poco con el contenido de humedad, en seco o húmedo son triables o ligeramente firmes, con agregados bien formados que pueden deformarse fácilmente, ligeramente pegajosos en húmedo pero sin alcanzar el mismo grado de arcillas.

La MO humificada, aporta ventajas ya que aumenta la plasticidad de los suelos arenosos y disminuye la adhesividad de los arcillosos.

En suelos cementados la consistencia es dura, generalmente no se altera o lo hace poco con el humedecimiento. Si la dureza persiste en condiciones húmedas, debe indicarse.

PERFIL DEL SUELO

Temario

1. Introducción
2. Nomenclatura de horizontes y capas
 - 2.1 Horizontes principales y capas
 - 2.2 Horizontes de transición
3. Diferencias subordinadas dentro de los horizontes principales
4. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura
5. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina

Bibliografía de apoyo

- BAUER L.D., W.H. GARDNER Y W.R. GARDNER. 1972. Física de Suelos. Ed. Hispanoamericana.
- GAVANDE S.A. 1979. Física de Suelos. Ed. Limusa. México.
- Fritz PATRICK E.A. 1996. Introducción a la ciencia de los suelos. Ed. Trillas. México.
- ORTIZ-VILLANUEVA B. Y C.A. ORTIZ SOLORIO. 1990. Edafología. Universidad autónoma Chapingo. México.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO Y C. RODRERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundiprensa.

PERFIL DEL SUELO

Prof. Nilda M. Arriago

OBJETIVOS

- Capacitar al lector en la utilización de la nomenclatura para descripciones morfológicas.
- Aprender a describir los horizontes de un perfil.
- Internalizar el concepto de "Costo" en la formación del suelo.

1. Introducción

La formación y la evolución del suelo por influencia de los factores ecológicos, conducen a la diferenciación de estratos sucesivos más o menos paralelos a la superficie, de espesor y características variables como: textura, estructura, color (entre otras) que reciben el nombre de **horizontes** y el conjunto de horizontes se llama **perfil**.

El sustrato geológico, la roca madre, también llamada con frecuencia material de origen, al descomponerse suministra los elementos minerales presentes en el perfil, mientras que la vegetación da lugar a la formación de la materia orgánica. Los factores climáticos y biológicos provocan una transformación y una mezcla, más o menos completa, de estos elementos; por otra parte, las sustancias solubles o coloidales pueden desplazarse de un horizonte a otro; unos se empobrecen, otros se enriquecen. El conjunto de estos procesos es lo que conduce a la diferenciación entre horizontes y en consecuencia al desarrollo del perfil.

Los horizontes sucesivos están tanto más diferenciados cuanto más evolucionado es el perfil; su designación se realiza mediante las letras A, B (horizontes edafológicos) y C (material madre).

Los suelos jóvenes son muy superficiales, están muy próximos a la roca inicial: no se ha diferenciado aún horizonte alguno.

Los suelos poco evolucionados se caracterizan solamente por presentar una porción superficial rica en humus (horizonte A) que descansa sobre el horizonte C: el perfil es de tipo AC.

Cuando la evolución prosigue, se forma un horizonte resultante de la alteración de la roca madre, aunque pobre en materia orgánica: horizonte B; el perfil es entonces de tipo ABC. Los fenómenos de traslación y emigración de sustancias caracterizan los suelos más evolucionados. Los horizontes superiores se empobrecen en elementos finos o solubles, como consecuencia de

su arrastre por las aguas de infiltración (eluviación); se llaman horizontes eluviales o lavados y se designan con la letra A o E. Por el contrario, los horizontes inferiores están enriquecidos en elementos que provienen de la superficie; son los horizontes lluviales o de acumulación designados por la letra B.

El perfil de tipo ABC corresponde al máximo grado de evolución.

2. Nomenclatura de horizontes y capas

La presente nomenclatura de horizontes y capas ha sido resumida de la versión de la Taxonomía de suelos, (*Keys to Soil Taxonomy* (1996), Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de EEUU), entre otros materiales en las cuales se basan en gran parte las Normas de Reconocimiento de Suelos de la Argentina.

La simbología no es totalmente nueva pues en varios aspectos ha sido tomada del Sistema de Clasificación de Suelos de FAO-UNESCO, habiéndose utilizado en el mapa de Suelos del Mundo.

2.1 Horizontes principales y capas

Los horizontes principales y capas se representan mediante las letras mayúsculas O, A, E, B, C y R. Estas letras constituyen los símbolos básicos a los cuales se agregan otros caracteres para completar las designaciones. La mayoría de los horizontes y capas se simbolizan con una sola letra mayúscula; mientras que otros exigen dos.

O: horizonte orgánico que se forma sobre la superficie de los suelos minerales, dominado por la materia orgánica sin descomponer o parcialmente descompuesta. En algunos casos puede presentarse enterrado.

A: Horizonte mineral (menos del 20% de materia orgánica), formado en superficie, o por debajo de un O. Su color oscuro se debe a que presenta acumulación de materia orgánica humificada. Puede perder componentes por eluviation (arcilla, hierro, aluminio o silicio), pero este proceso no es dominante. Se designa también A a cualquier horizonte superficial con modificaciones antrópicas.

E: Horizonte de eluviation o pérdida de arcilla, hierro, aluminio, sales o materia orgánica. Normalmente se ve aumentada la proporción de minerales resistentes del tamaño llimo o arenas.

B: Horizonte de acumulación de arcilla, hierro, aluminio, sales o materia orgánica iluvuada, en forma independiente o combinada.

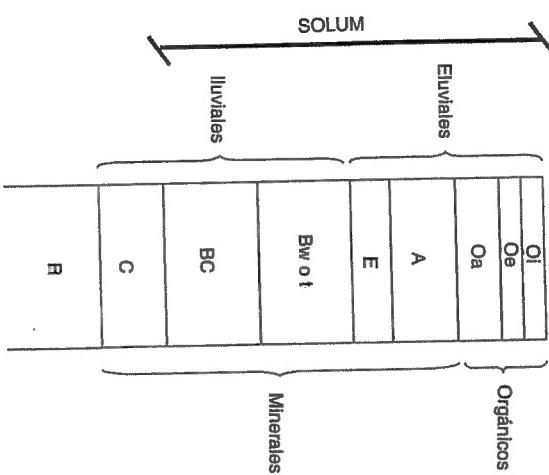
C: Horizonte o capa mineral similar al material original. Muy poco afectado por los procesos de pedogénesis, excepto hidromorfismo.

R: Manto rocoso consolidado subyacente.

Cuando hay discontinuidad entre Horizontes principales se anteponen números: ejemplo: 2R.

Los símbolos de muchos horizontes principales pueden llevar una o más letras minúsculas como sufijos y estos se deben colocar inmediatamente a continuación de la letra mayúscula que define al horizonte principal. Ejemplo: B_i; B_k; B_{g1}. Si un horizonte principal se subdivide se utilizan números arábigos manteniendo la letra del horizonte. Ejemplos: C₁ – C₂; C_{g1} – C_{g2}.

El esquema que se presenta a continuación es sólo con fines didácticos y no representa necesariamente la secuencia de horizontes de un perfil real de suelo.



2.2 Horizontes de transición

Existen dos clases de horizontes de transición:

- a) Horizontes dominados por propiedades de un horizonte principal pero con propiedades subordinadas de otro horizonte.

Para este caso se emplea como símbolo dos letras mayúsculas, como por ejemplo: AC, AB, EB, BE, o BC. En primer lugar se indica el símbolo del horizonte principal cuyas propiedades dominan en el horizonte de transición. Por ejemplo, un horizonte AB tiene características del horizonte A suprayacente y del horizonte B subyacente, pero es más parecido al A que al B.

En algunos casos, se puede indicar a un horizonte como de transición, aún cuando uno de los horizontes principales al cual es, aparentemente, transicional no se encuentre presente. Por ejemplo, se puede reconocer un horizonte BE en un suelo truncado si sus propiedades son similares a las de un horizonte BE de un suelo que no ha sufrido erosión. También puede reconocerse un horizonte AB o BA cuando la roca subyace al horizonte de transición.

b) Horizontes mezclados.

Las dos letras mayúsculas están separadas por una barra, como por ejemplo: A/B, E/B, B/C. El primer símbolo corresponde al horizonte que ocupa mayor volumen.

2.3 Relación entre el sistema de nomenclatura antiguo y actual

Sistema Antiguo	Sistema Actual
O	O
O ₁	Oi, Oe
O ₂	Oa, Oe
A	A
A ₁	A
A ₂	A
A ₃	A
AB	E
A&B	AB
AC	AB
B	AC
B ₁	B
B&A	BA
B ₂	B
B ₃	BW
BC	BC o CB
C	C
R	R

Sistema Antiguo	Sistema Actual
p	p
sí	q
r	r
t	s
v	t
w	v
x	x
cs	y
sa	z

4. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura

PERFIL 1: Ap - E - B₁₁ - 2B₁₂ - 2B₁₃ - 2BC

PERFIL 2: Ap-B₁₁ - 2B₁₂ - 2B₁₃ - 2C₁ - 2C₂ - R

PERFIL 3: Ap - B₁₁ - B₁₂ - BC - C - 2AB₁ - 2B₁₃₁ - 2B₁₃₂ -

Es evidente que el suelo es la resultante de interacciones complejas y de un periodo importante de tiempo para alcanzar su climax.

La población casi en su totalidad reconoce que para vivir saludablemente, necesita agua y aire limpios. Pero muy pocos son conscientes que su bienestar depende también de la salud de otro componente del ambiente: EL SUELO. El suelo es el soporte de la mayoría de nuestros alimentos. Tiene un amplio rol global ya que actúa como filtro del agua y el aire, intercambia gases con la atmósfera por lo tanto influye sobre el clima global, recibe desperdicios orgánicos:

3. Diferencias subordinadas dentro de los horizontes principales

Para designar clases específicas de horizontes principales se utilizan letras minúsculas como sufijos. Los símbolos y sus significados son los siguientes:

cos y recicla nutrientes para las plantas y retiene y descompone algunos residuos tóxicos.

El suelo cumple un papel clave en el mundo, la economía y la estabilidad ambiental, por lo tanto es imprescindible conservarlo y utilizarlo de manera sostenible.

5. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina

- Suelos ubicados en lomas planas, suavemente onduladas de la provincia de Buenos Aires (Serie Peyrano); A (0-10 cm); A (17-23 cm); AB (23-34cm); B₁₁ (34-57 cm); B₁₂ (57-80 cm); BC (80-120 cm); C (+120 cm).
- Suelos ubicados en depresiones entre lomas y colinas, áreas anegables (Serie Zabala); E (0-10 cm); B₁₁ (10-55cm); B₁₂ (55-85 cm); BC (85-130 cm); C (+130 cm).
- Suelos ubicados en planos aluviales del arroyo Azul; A (0-25cm); C_{k1} (25-65 cm); C_{k2} (65-95 cm); C_{k3} (+95cm)
- Suelos ubicados en áreas planas y cóncavas de influencia marina y en sectores adyacentes al Río Colorado; A; B₁; BC_k
- Suelos ubicados en pendientes largas, terrazas bajas y áreas deprimidas (Serie Arroyo Jilárez); A (0-20 cm); B₁₁ (20-40 cm); B₁₂ (40-70 cm).

Bibliografía de apoyo

- Atlas de Suelos de la República Argentina.** 1995. Edición en CD Función AgroINTA, INTA, Aeroterra S.A.
- BARBERIS, L.** 1968. Guía de reconocimiento de Suelos en Campaña. FAUBA.
- BUL-HOLE-MC CRAKEN.** 1991. Génesis y Clasificación de Suelos. Ed. Trillas, Méjico, pp: 417.
- BRADY N.C.** 1990. The Nature and Properties of Soils. Tenth edition, Macmillan Publishing Company, New York, Collier Macmillan Publishers, London, pp: 621.
- GRIGORICH, L.J.** 1995. Introduction.[1-3] In D.F. Acton and L. Grigorich (eds.), The health of our soils-toward sustainable agriculture in Canada. Centre for Land and Biological Resources Research, Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa, Ont.
- Niborski, M.J.** 1996. Reconocimiento y caracterización de suelos. Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos. FAUBA, pp:27.
- PORTA J., M. LOPEZ - ACEVEDO C. ROQUEIRO.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundial Prensa Madrid, pp: 807.
- RICHARD R.E., H.J. BUSILLO** 1994. Reconocimiento y Caracterización de Perfiles de Suelos. Programa para el Manejo de la Tierra y el Agua., SACyP. Adaptado por el Ing. Agr. Mauricio J. Niborski, Material cedido por la Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos.
- USDA.** 1996. Keys to Soil Taxonomy. Soil Conservation Service, USA, pp:356.

Propiedades Físico-químicas del Suelo

COLOIDES DEL SUELO

Temario

1. Introducción
 - 1.1 Sistemas coloidales: definición y clasificación
2. Teorías y modelos de la doble capa
 - 2.1 Doble capa difusa
 - 2.2 Doble capa de Stern
3. Punto de carga cero (PCC)
4. Potencial zeta (ζ) y punto isoeléctrico (PI)
5. Fuerzas de repulsión y Van der Waals del sistema coloidal del suelo
6. Efecto de flocculación y dispersión sobre la estabilidad de los agregados del suelo y el crecimiento vegetal

COLOIDES DEL SUELO

Ing. Agr: María Elvira Conit

OBJETIVOS

- Presentar los conceptos que nos permitan interpretar los procesos que ocurren en el suelo relacionados con su sistema coloidal y su interfase sólido-líquido-gaseosa.

1. Introducción

1.1 Sistemas coloidales, definición y clasificación

La Química Coloidal es una rama especializada dentro de la físico-química.

La palabra coloide proviene del griego y significa: gluten, gelatina. Generalizando y en términos modernos, una dispersión coloidal es un sistema en el cual las partículas de dimensiones coloidales (menores de 1 ó 2 μm) pueden ser dispersadas en un solvente formando una fase continua.

Las partículas dispersadas pueden ser partículas sólidas, macromoléculas, gotas de líquido o burbujas de gas y el solvente puede ser un líquido o un gas.

En el caso del sistema coloidal del suelo, están involucradas las arcillas, los óxidos y las sustancias húmidas. Las propiedades importantes que desempeñan, retención de agua y gases, intercambio iónico y molecular, contracción-expansión, y estabilidad de agregados del suelo, son derivadas de la alta superficie específica que presentan.

Clasificación de un sistema coloidal

a) por su relación con el agua:

Esta clasificación fue hecha para describir las propiedades del mojado de la superficie, según que el coloide fuera afín o no al agua.

Los **coloideos hidrofílicos**, como las gelatinas, adsorben gran cantidad de agua. Se necesita agregar gran cantidad de electrolitos para que abandonen la solución y floquulen. En un medio acuoso se rehidratan espontáneamente, por eso se los llaman de flocculación reversible.

Los **coloideos hidrófobos** presentan menos moléculas de agua o están menos fuertemente unidas sobre las partículas. Flokulán fácilmente con el agregado de electrolitos y son difíciles de rehidratar y redispersar, por eso se llaman de flocculación irreversible.

En el sistema coloidal del suelo, los óxidos de Fe y Al se consideran hidrófobos; la materia orgánica y las arcillas silicatadas se consideran hidrofílicas. Algunos investigadores sólo consideran hidrofílicas a las arcillas silicatadas expanderes.

b) por su carga

Se llaman coloides positivos a los que presentan como balance, carga positiva. Un ejemplo de estos son los óxidos de Fe^{3+} , Al^{3+} , que presentan carga + a los valores de pH normales del suelo. Se llaman negativos aquellos que tienen como balance, carga neta negativa. Por ejemplo, la mayoría de las arcillas silicatadas y las sustancias húmicas.

Los fenómenos que se tratarán en este capítulo ocurren en la interfase de las partículas sólidas de tamaño coloidal (arcillas, óxidos y sustancias húmicas), la solución del suelo y el aire que las rodea.

Para comprender estos hechos será necesario estudiar las teorías y modelos que los interpreta, como por ejemplo los de la doble capa eléctrica, el punto de carga cero (**PCC**), el punto isoeléctrico (**PI**) y el potencial zeta (**PZ**).

2. Teorías y modelos de la doble capa

2.1 Doble capa difusa de Gouy Chapman

En un experimento se observó el desplazamiento de las partículas de arcilla bajo el efecto de un campo eléctrico. Como resultado de las investigaciones derivadas del experimento se llega a la conclusión, que la causa del fenómeno era la presencia de cargas superficiales en la región límite entre el sólido y el líquido. Las cargas de las arcillas, no se ponen de manifiesto en otras condiciones.

En suelos secos al aire, las cargas negativas de las arcillas, sustancias húmicas y la capa de cationes que las rodean forman una «doble capa» denominada **Doble Capa de Helmholtz** (Figura 1).

Cuando el suelo se humedece, la capa de agua que rodea las partículas crece y la superficie no retiene tan fuertemente a los cationes. La atracción electrostática que sufren los iones es entonces contrarrestada por la difusión de los cationes, que tiende a igualar las diferencias de concentración de la fase acuosa externa. El balance entre estas dos fuerzas hace que la concentración de los cationes disminuya con la distancia a partir de la superficie. La carga negativa del coloide es neutralizada por los iones de la solución que constituyen la «**doble capa difusa**» (Figura 2). La teoría de la doble capa difusa sobre la superficie de las arcillas fue creada simultáneamente por Gouy y Chapman, por lo tanto se la llama de la **capa difusa de Gouy-Chapman**.

El resultado combinado de la atracción de cationes y repulsión de aniones de la capa difusa, se muestra en la figura 2. La solución que queda así dividida en: la atrajada por las cargas del coloide **doble capa** y la que se ubica afuera de ella, que se denomina **solución externa**. La solución cercana a la superficie cargada negativamente tiene exceso de cationes y deficiencia de aniones, respecto a la concentración externa. En la figura 2a, se ve como el efecto del incremento de la concentración de la solución, de Mo_1^{+} a Mo_2^{2+} , es la de contraer la doble capa difusa. En la figura 2b, se presenta la acción de cationes mono-bivalentes a una misma concentración en solución.

Resumiendo, el espesor de la doble capa disminuye con el aumento de:

- la concentración de la solución.
- la carga de los cationes o la disminución de carga de los aniones que forman la solución.

El efecto de la concentración de la solución es más significativo que el efecto de la carga de los iones.

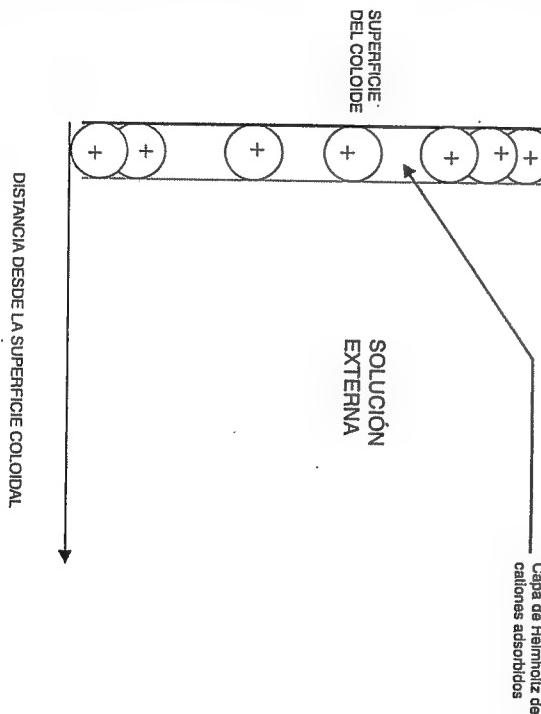


Figura 1. Modelo de Doble Capa de Helmholtz.

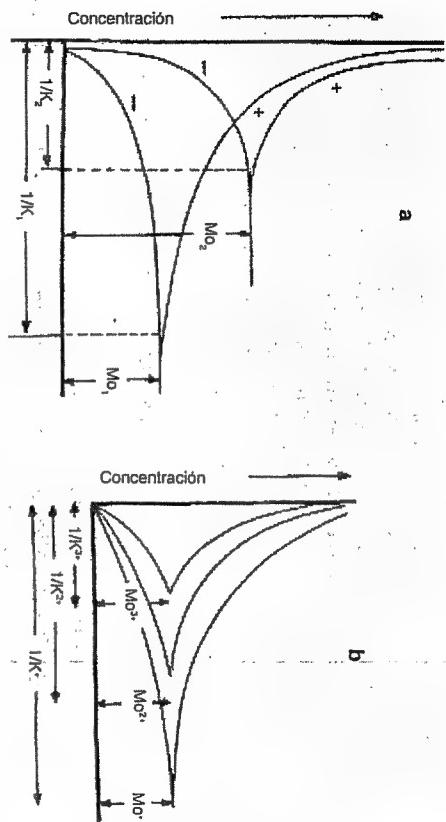


Figura 2. Doble Capa Difusa de Gouy Chapman. Distribución esquemática de la doble capa difusa y la solución externa($n+=n-$).

a) Efecto de dos concentraciones de un mismo electrolito, Mo_1 , menor y Mo_2 mayor. b) Efecto de la misma concentración para distintos cationes; Mo^+ mono, Mo^{2+} y Mo^{3+} trivalentes, en la contracción de la doble capa.

2.2 Doble capa de Stern

Stern mejoró la teoría de la doble capa difusa de Gouy-Chapman al suponer que algunos de los iones se encuentran fuertemente retenidos junto a la superficie del coloide, en una capa de cationes específicamente adsorbidos, capa de Stern y luego de ésta comienza la doble capa difusa. Se puede lograr una aproximación al modelo de Stern si se supone que los iones específicamente adsorbidos reducen la densidad de carga superficial del coloide. Por lo tanto, la proporción de carga de la capa difusa queda modificada por la disminución producida por los cationes de la capa de Stern.

La figura 3 muestra las modificaciones de la capa de Stern y difusa para una serie de cationes monovalentes. Se evidencia que el Li^+ tiene poca atracción en la capa Stern, ubicándose preferencialmente en la difusa. El K^+ muestra una tendencia opuesta ubicándose preferencialmente en la capa Stern. Estas ubicaciones preferenciales de los cationes tienen relevancia en la posibilidad de floacular o dispersar coloides, los iones con mayor atracción sobre la capa Stern (K^+), tienen mayor potencial de floaculación de los coloides.

3. Punto de carga cero (PCC)

Los coloides del suelo pueden presentar cargas negativas y positivas, simultáneamente. Parte de esa carga es fija y parte de esa carga es pH dependiente o cargas variables (ver Capítulo Intercambio Iónico, punto 2 Origen de las partículas del suelo). La carga variable cambia, al participar de la adición de hidróxidos, OH^- o de H^+ , según la acidez del medio. Como consecuencia de la alteración originada por el pH de la solución que rodea al coloide, este puede tomar un potencial neto de carga diferente, a distintos niveles de pH. Un coloide, puede presentar a determinado pH un potencial positivo y a otro pH, un potencial negativo. También es posible coincidir en un pH en que el balance de cargas producidas por la sumatoria de las cargas fijas más las cargas variables sea igual a cero.

El pH donde la carga neta de la superficie de los coloides es 0 (la suma de cargas negativas es igual a la suma de cargas positivas), se llama Punto de Carga Cero (PCC).

Las cargas negativas del coloide, hacen posible el intercambio preferencial de cationes y las cargas positivas hacen posible el intercambio de aniones. A un valor de pH por encima del PCC, el coloide presentará carga neta negativa y valores por debajo de este pH, el coloide presentará carga neta positiva.

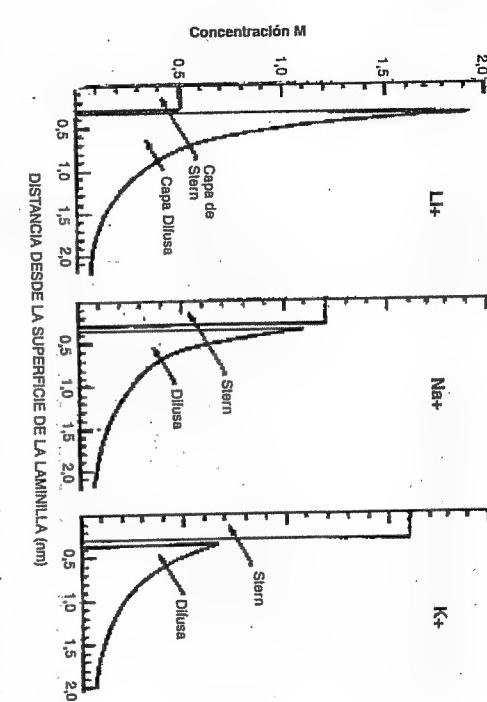


Figura 3: Modelo de Doble Capa: Stern y Difusa: Efecto de tres iones monovalente Li^+ , Na^+ y K^+ sobre la capa Stern.

La figura 4 muestra las posibles cargas de un coloide por cambios en el pH del medio.

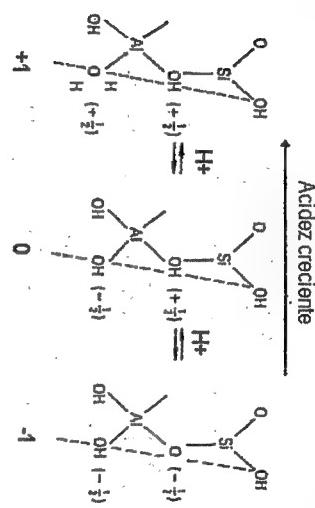
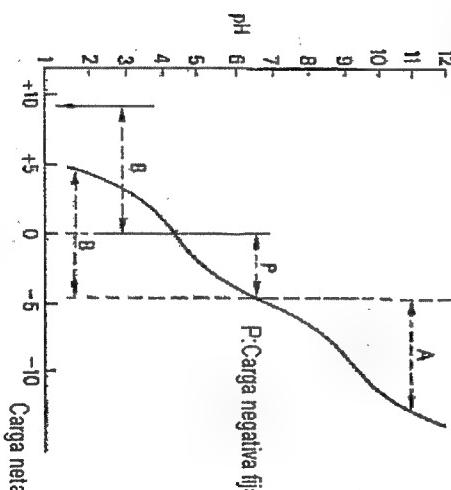


Figura 4. Desarrollo de cargas en cara exterior de la arcilla caolinita debido a cambios de pH.

En la figura 5 se presenta la curva de titulación de un subsuelo ácido altamente meteorizado (presencia de caolinita y sesquioxidos), su PCC y sus alternancias de carga neta.



A:Carga negativa dependiente del pH
B:Carga positiva dependiente del pH

Figura 5. Curvas de titulación de un subsuelo ácido, con arcillas compuestas principalmente por caolinita y sesquioxidos. Carga neta sobre los coloides vs. pH de la solución.

Cuando una suspensión coloidal es colocada en un campo eléctrico, las partículas coloidales se mueven en una dirección. Si son negativas en dirección del polo positivo y si son positivas en dirección del polo negativo.

El potencial eléctrico desarrollado por el coloide en esta migración, es llamado Potencial Zeta, PZ.

El PZ está dado por la carga del coloide en el plano de deslizamiento, figura 6, y su ubicación se presenta a una distancia desconocida del coloide ubicada dentro de la solución interna. En el campo eléctrico el coloide no arrastra toda la solución que lo rodea sino que se lleva la porción más cercana a su superficie. El plano de deslizamiento es determinado por la porción de solución interna del coloide que es arrastrada en su movimiento hacia el campo eléctrico.

Van Olphen (1977) determinó que el PZ no es igual al potencial de la superficie del coloide, sino que es menor y tal vez comparable al potencial límite de la capa de Stern.

Efecto de los electrolitos sobre el PZ.

Aumentando la concentración o la valencia de los iones de la solución externa disminuye el espesor de la doble capa. Esta retracción produce una disminución del PZ.

En casos de valores críticos (alta concentración de electrolitos) el PZ pue-
de llegar a cero. Este punto es llamado Punto isoelectrónico, PI.

En el PI la doble capa es muy delgada y su límite coincide con el plano de deslizamiento. En esa situación, las fuerzas de repulsión entre las partículas coloidales están minimizadas produciéndose la flocculación de las partículas coloidales. Los coloides flocculados permanecen en forma continua en esa posición.

En la figura 6 se presenta el plano de deslizamiento, el PZ 1 (a baja concentración de electrolitos), el PZ 2 (a alta concentración de electrolitos). El plano de deslizamiento es considerado una distancia fija.

Potencial eléctrico neto

Plano de deslizamiento

PZ1: Potencial a baja concentración

PZ2: Potencial a alta concentración

Figura 6. Plano de deslizamiento y potencial zeta PZ, a dos concentraciones de electrolitos en la solución.

5. Fuerzas de repulsión y Van der Waals del sistema coloidal del suelo

Las arcillas tienen una carga negativa la cual es balanceada por los cationes intercambiables adsorvidos sobre su superficie. En suspensión, estos cationes tienden a difundir desde la arcilla hacia la solución externa por la diferencia de concentración entre esta y la «doble capa». Una gran porción de los iones, aquellos de la vecindad inmediata de la superficie coloidal, no pueden moverse mucho, porque la gran fuerza de atracción de la carga negativa del coloide los retiene con gran fuerza, Capa de Stern. Los otros, más alejados de la superficie de atracción del coloide, menos retidos y con más libertad se encuentran en la Capa Difusa.

La «doble capa» tiene un espesor que varía de 50 a 300 Å. Cuando las partículas arcillosas se aproximan unas a otras, se origina una fuerza de repulsión porque la doble capa presenta el mismo tipo de carga. La suspensión es entonces considerada activa, y las arcillas se mantienen en suspensión. Con la aproximación coloidal, los iones de la doble capa interfieren unos sobre otros, conduciendo a una reorganización en ambas partículas coloidales. El trabajo de este reacomodamiento es llamado energía de repulsión o potencial de repulsión (PR). El rango y la efectividad de este potencial de repulsión depende del espesor de la doble capa de los coloides. Se recuerda que ese espesor puede aumentar o disminuir con la variación de la concentración de la solución o la predominancia de cationes mono o bivalentes. A mayor espesor de la doble capa, mayor potencial de repulsión.

Otro factor que influye en la repulsión es la distancia entre partículas. Entre dos partículas coloidales, la fuerza decrece exponencialmente con el aumento de la distancia.

Opuestas a estas fuerzas de repulsión la suspensión arcillosa es sujeta a la atracción entre partículas. Estas fuerzas de atracción son llamadas de Van der Waals (FW). La atracción de FW es sólo efectiva a distancias muy pequeñas de la superficie de la arcilla. Por consiguiente son fuerzas aditivas a las fuerzas originadas por atracción atómica. La atracción total entre las partículas coloidales es igual a la suma de las fuerzas de atracción entre átomos y las fuerzas FW.

Cuando las distancias interparticulares decrecen a valores menores de 20 Å las fuerzas de FW comienzan a ser dominantes y las partículas flocean. A una distancia interparticular mayor a 20 Å las fuerzas repulsivas son las dominantes y crean la dispersión coloidal. Un ejemplo de fuerzas de repulsión a baja y alta concentración de la solución, de fuerzas de atracción, FW y la resultante entre ambas fuerzas se muestra en la figura 7.

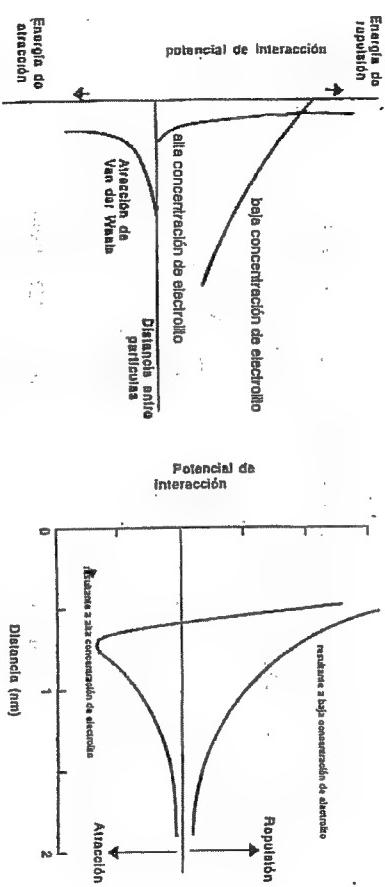


Figura 7. a) Potencial de repulsión y fuerzas de Van der Waals de la doble capa, a baja y alta concentración de electrolitos. b) resultante o balances de ambas fuerzas en ambas concentraciones.

A concentraciones bajas de electrolitos en la solución las fuerzas de repulsión son dominantes. Las partículas arcillosas mantienen una doble capa muy ancha decreciendo la posibilidad de una mutua aproximación.

A altas concentraciones de electrolitos, la doble capa se mantiene fina y las oportunidades de aproximación de los coloides son altas. En estas condiciones las FW comienzan a superar las fuerzas de repulsión y la coagulación o flocculación de las partículas coloidales ocurre rápidamente.

6. Efecto de floculación y dispersión sobre la estabilidad de los agregados del suelo y el crecimiento vegetal

Pueden formarse agregados estables solamente en suelos que contienen arcillas y sustancias húmicas floculadas.

Cuando los suelos son lixiviados por el agua de lluvia, se produce un lavado de sales, las cuales normalmente desaparecen del perfil. En estas condiciones, parte de las arcillas y las sustancias húmicas comienzan a ser dispersadas y a migrar junto al agua de lavado. El resultado es que lentamente se colmatan los poros con los coloides dispersos y el sistema de drenaje del suelo comienza a reducir su nivel de aireación y circulación de agua. El suelo aumenta su densidad aparente, y en casos extremos, se compactan. En estas condiciones el crecimiento radical de las plantas se ve impedido, tanto por la falta de aireación como por dificultar la penetración de las raíces en el suelo.

Es necesaria una adecuada concentración de electrolitos para mantener la floculación de los coloides y las condiciones físicas del suelo. Para lograr este efecto, generalmente los suelos ácidos o alcalinos son corregidos por agregado de Ca o Ca+Mg (encalado o enyesado). De no corregirse con agregado de estas sales, los suelos se «amasan» y «pegotean» cuando se humedecen, y se endurecen formando «costras» y «panes duros» cuando se secan.

INTERCAMBIO DE IONES

Temario

1. Introducción
2. Origen de las cargas de las partículas del suelo
 - 2.1 Cargas permanentes
 - 2.2 Cargas pH dependientes
3. Cationes y capacidad de intercambio de cationes (CIC)
 - 3.1 CIC. Definición. Unidades. Valores
 - 3.2 Cationes intercambiables. Saturación de bases (S.B.) Total de bases intercambiables
4. Capacidad de intercambio de aniones (CIA)
5. Mecanismo del intercambio. Ecuaciones
6. Intercambio iónico. Su relación con la acidez del suelo y la disponibilidad de nutrientes

Bibliografía de apoyo

- MORTLAND, M.M. 1970. Clay-organic complexes and interactions. *Adv.Agron.* 22:75-117.
- SPOSITO, G. 1994. Chemical Equilibria and Kinetics in Soils. Oxford University Press, New York
- TAN KM, H. 1993. (Kim Howard). Principles of soil chemistry/ Kim H. Tan De, Marcel Dekker 2nd ed.
- VAN OLPHEN, H. 1977. Clay colloid chemistry. John Wiley & Sons, New York.



INTERCAMBIO DE IONES

Ing. Agr. María Elvira Conti

OBJETIVOS

- Conocer las causas, mecanismos y efectos del Intercambio de iones del suelo.
- Ubicar el fenómeno en relación a su importancia en la agricultura.

1. Introducción

Una de las propiedades más interesantes de los suelos es su capacidad de retener e intercambiar iones sobre las superficies coloidales minerales y orgánicas. En él participan aniones y cationes (simples y complejos) y moléculas de agua. Está íntimamente relacionada con los procesos que regulan la acidez, la dinámica de los nutrientes, la retención de pesticidas (disminuyendo los procesos de contaminación), la formación de horizontes y el mantenimiento de la estructura de los suelos.

El intercambio de iones tiene la característica de ser: reversible, instantáneo y estequiométrico. Se cumple en la interfase coloides – solución de suelo.

La unidad en que se expresa es el centímol carga por cada kilogramo de sustancia ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$).

Definiciones de interés

- **Intercambiador:** partículas de suelo menores de $2 \mu\text{m}$ (coloides), arcillas, óxidos, compuestos húmicos y complejos húmicos - arcillosos.
- **Iones Intercambiables:** son aquellos cationes y aniones que se adsorben y desorben sin limitaciones Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} .
- **Iones no Intercambiables:** se presentan retenidos energéticamente (fijación), o forman parte de compuestos minerales u orgánicos, como quelatos, redes cristalinas de minerales, uniones específicas con grupos complejos.

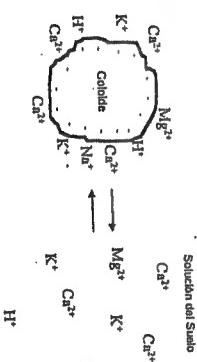


Figura 1. Equilibrio entre los cationes intercambiables y la solución del suelo.

2. Origen de las cargas de las partículas del suelo

La formación de carga de los intercambiadores del suelo puede tener dos orígenes: carga permanente o fija y carga variable o pH dependiente. En los minerales arcillosos predomina la carga fija o permanente, mientras que en los complejos húmicos, la variable o pH dependiente.

2.1 Carga fija o permanente

Es propio de las arcillas silicatadas del suelo. Se produce por sustitución isomórfica de:

- Si⁴⁺ por Al³⁺ en tetraedros.
 - Al³⁺ por Mg²⁺ o Fe²⁺ en octaedros.

La consecuencia de la sustitución isomórfica es la generación de carga fija negativa que se traslada a la superficie activa de las arcillas. Es por ello que la carga de los suelos es preferencialmente negativa, y el intercambio es preferencialmente un intercambio de cationes, también llamado capacidad de intercambio de cationes (CIC).

La superficie activa de las arcillas puede comprender, como en el grupo de las esmectitas, el espacio interior (ver capítulo de minerales), en estos casos este aumento de superficie se corresponde con un aumento de carga fija negativa y de la C.I.C.

carga negativa y baja CIC. Los minerales con alta sustitución isomórfica en tetraedros pero espacio interno cerrado tienen la CIC con valores medios. Los minerales 2:1 del grupo de las esmectitas, poseen alta sustitución isomórfica en octaedros y alta superficie específica por apertura del espacio interno. esta combinación produce valores de CIC muy altos.

Los valores promedios de ClC de componentes de suelos son:

Material	cic (cmol)
Caolinitas	5-15
Cloritas	10-40
Illitas	20-50
Arcillas – intergrados	40-80
Esmectitas	80-150
Alofanos	+ 100
Sustancias húmicas	200-500
Suelos (horizontes superiores)	5-35

Figura 2. Efecto de la ganancia y pérdida de K^+ entre láminas sobre la capacidad de intercambio de la arcillas de densidad de carga constante, (10^{-7} cmol. cm $^{-2}$).

En la figura 2, se esquematiza el aumento de la ClC en arcillas por aumento del espacio interior

CIC: Capacidad de Intercambio en Chil. kg.

La carga variable o pH dependientes originada por hidrólisis de los grupos terminales, -OH de **Si**, **Fe** y **Al**, en arcillas y por restos carbonílicos (**R-C=O**), carboxilos (**R-COOH**) y alcoholes (**R-C-OH**), de las sustancias húmidas. En la figura 3 y el cuadro N° 1 se presentan algunos ejemplos de cambios de carga producido por variaciones de acidez del medio.

3.2 Carga variable o pH - dependiente

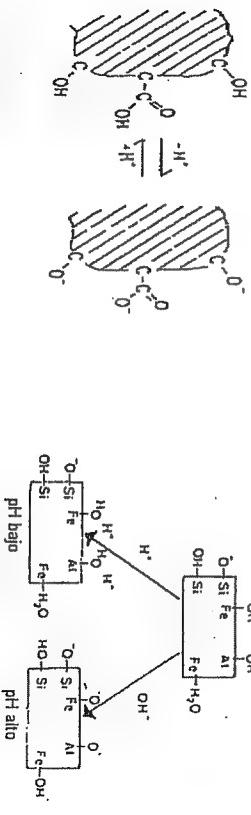
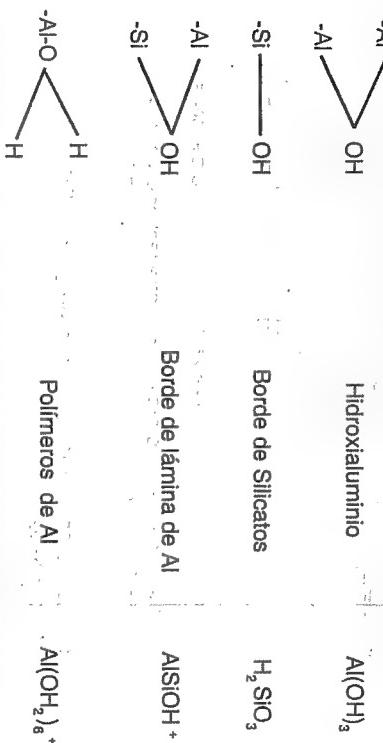


Figura 3. Cargas variables o pH dependientes.

Cuadro Nº 1. Fuentes de carga pH dependientes

a. Fuentes de cargas pH dependientes de minerales formada por disociación de grupos hidroxilos (En el cuadro figuran los H⁺ bloqueando las cargas residuales negativas).

UNIDAD DE CARGA**INNOMBRE****EJEMPLO**

b. Fuentes de cargas pH dependientes orgánica formada por dissociación de grupos hidroxilos (en el cuadro figuran los H⁺ bloqueando las cargas residuales negativas).

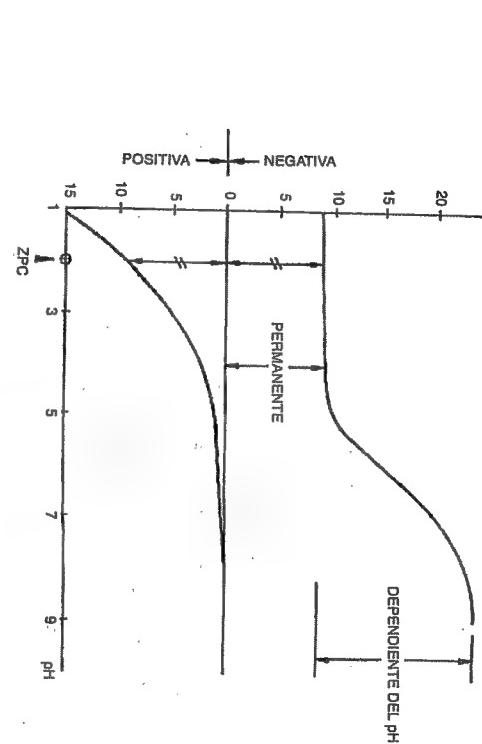


Figura 4. Variación de cargas eléctricas de los coloideos y el pH del medio.

GRUPO FUNCIONAL**ESTRUCTURA**

1. FENOL	$\begin{array}{c} \bigtriangleup \\ OH \end{array}$
2. NITROFENOL	$\begin{array}{c} NO_3 \\ \diagup \\ \bigtriangleup \\ \diagdown \\ OH \end{array}$
3. CARBOXILO	$\begin{array}{c} R-C(=O)-OH \end{array}$
4. CARBOXILO-ACIDO	$\begin{array}{c} R-C(=O)-Cl \\ \\ OH \end{array}$

3. Cationes y capacidad de intercambio de cationes (CIC)

La adsorción de cationes depende de la atracción electrostática entre las cargas residuales negativas de los complejos húmicos-arcillosos de los suelos y los cationes. Los cationes son "retenidos" por los complejos y permanecen en "equilibrio" con los iones de la "solución del suelo".

Este equilibrio depende de:

1. La concentración de la solución y la actividad relativa de cada ión.
2. La característica de cada catión: valencia y grado de hidratación.
3. Grado de afinidad entre el intercambiador y el catión.

En los suelos, la CIC se produce por una combinación de cargas fijas y variables, determinada por los constituyentes orgánicos e inorgánicos y el pH del medio.

- 1. La concentración de la solución:** es la más importante. Al aumentar la actividad del catión en la solución, aumenta el desplazamiento de cationes hacia el complejo de cambio (acción de masa).
- 2. La característica del catión:** es dependiente de,

- valencia del catión,** los cationes polivalentes son adsorbidos en más cantidad y fuerza que los monovalentes.
- el estado de oxidación,** que provoca cambios en su valencia, determinando una preferencia fuerza de unión en la medida que aumenta la carga +.
- el grado de hidratación,** los cationes más hidratados son menos adsorbidos al complejo.

Ambas condiciones determinan la siguiente serie de adsorbtividad:



- 3. El grado de afinidad intercambiador-catión** se manifiesta en casos muy específicos, alterando las características anteriores. El intercambiador da preferencia a un catión específico. Ej: illita por K^+ ; clorita por Mg^{2+} .

El efecto de las características de los iones, determina el mecanismo de adsorción - desorción, con desplazamiento de algunos iones y ubicación de otros en el complejo de intercambio. La actividad del catión en solución es la fuerza más importante que determina el mecanismo de desplazamiento.

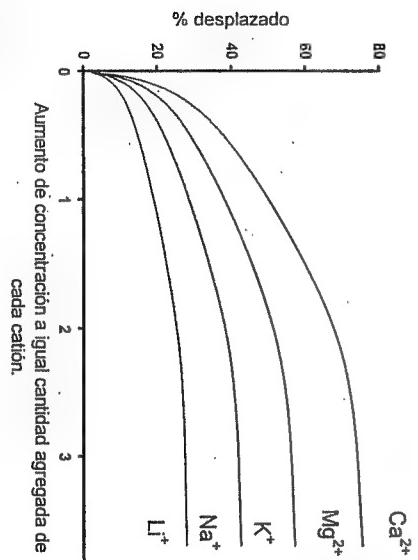


Figura 5. Influencia de diferencias catiônicas (valencias y tamaño del ión hidratado) en el desplazamiento de iones.

Valores de Hissink

Son variables que miden distintos aspectos del complejo de intercambio:

- Capacidad de Intercambio de Cationes, CIC:** cantidad total de cationes del complejo. También llamada valor T de Hissink.
- Capacidad de Bases de Cambio:** es la cantidad de bases, Ca, Mg, Na, K, en el complejo. También llamada valor S de Hissink.
- Capacidad de Acidez:** Cantidad de H, Al, Mn, Fe en el complejo. También llamada H de Hissink.
- Saturación de Bases, % S.B:** es la proporción de Ca + Mg + K + Na, del total de iones del complejo, CIC. También llamada valor V de Hissink.
- Insaturación del complejo, % I:** es la proporción de Al + H + Mn + Fe, del total de iones del complejo, CIC. También llamada valor I de Hissink.

$$T = S + H \quad I \% = (H/T) \cdot 100 \quad V \% = (S/T) \cdot 100$$

4. Capacidad de intercambio de aniones (CIA)

La capacidad de intercambio de aniones se produce a través del desarrollo de cargas positivas en arcillas y sustancias orgánicas del suelo, ver figura 4. Es en cantidad, significativamente menor que la CIC. En suelos normales la CIA llega a valores de 0,2 - 2 cmol_e kg⁻¹. En suelos tropicales con alto contenido de caolinita y arcillas de óxidos ó en suelos ácidos de alofanas pueden encontrarse valores de 10-15 cmol_e kg⁻¹ o más.

El proceso que caracteriza la CIA es el **desarrollo de cargas positivas**: las cargas positivas se incrementan cuando aumenta la acidez, por lo tanto la CIA es un fenómeno pH dependiente originado por:

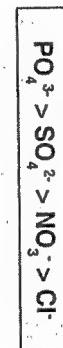
- El bloqueo de cargas de las arcillas:** a pH ácido se produce la asociación de H^+ a los grupos Al-OH y Fe-OH de las aristas y paredes rotas de las arcillas, produciéndose carga neta positiva. Ejemplo: Al-OH_2^+ , Fe-OH_2^+ en caras y aristas de arcillas.
- De hidróxidos de Hierro y Aluminio:** el mecanismo de producción de cargas positivas es similar al anterior, Al-OH_2^+ , Fe-OH_2^+ .
- De los complejos húmicos:** sus $-\text{H}$ y $-\text{NH}_2$ se asocian con los H^+ del medio ácido dando origen a cargas $+=\text{NH}_2^+$ y $=\text{NH}_3^+$.

Aniones intercambiables: los principales son PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , NO_3^- y Cl^- ,

también aniones orgánicos como citrato y elementos de menor concentración como boratos y molibdatos.

La afinidad y fuerza de unión depende como en los cationes del orden

de valencia e hidratación, originando la siguiente serie:



En los fosfatos la «adsorción» puede resultar irreversible por la formación de uniones fuertes con el intercambiador (fijación de fosfatos) y la formación de sales de Al y Fe. Por eso para fosfatos el proceso se llama «adsorción» (es difícil separar la adsorción de la precipitación, la fijación o occlusión), no intercambio.

En los aniones predominan las interacciones específicas sobre el intercambio iónico.

5. Mecanismos del intercambio. Ecuaciones

Cuando se produce un intercambio, los iones del intercambiador son reemplazados por iones de la solución del suelo e inmediatamente se genera un nuevo equilibrio.

En este proceso dinámico, el equilibrio se modifica, cuando las plantas toman nutrientes o hay lavado de iones en la solución del suelo por lluvia o hay un agregado de fertilizante. En todos estos casos se efectúa un intercambio de iones y se restablece un nuevo equilibrio.

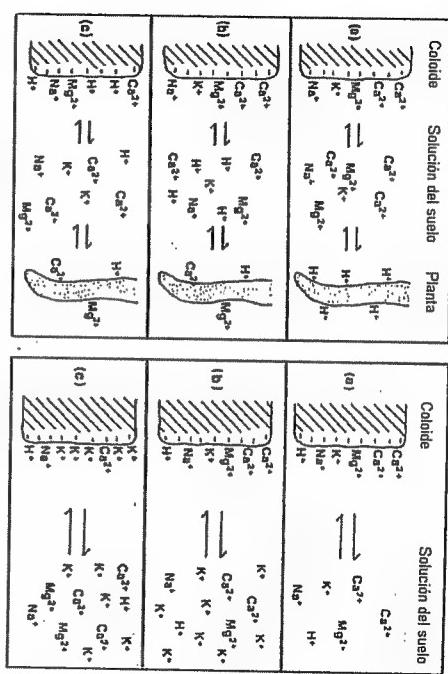
La distribución de cationes entre fase sólida y fase líquida depende de las propiedades del intercambiador y las actividades de los «nuevos cationes de la solución del suelo». La figura 6 esquematiza los pasos del equilibrio

Ecuaciones que describen el intercambio de iones

En la literatura se presentan numerosas ecuaciones para describir el intercambio de iones. Todas pretenden interpretar matemáticamente el fenómeno y aportar información al movimiento de nutrientes o lavado de iones o correcciones de acidez de los suelos.

El modelo más simple y más usado es la ecuación de Gapon para cuantificar los intercambios de la siguiente forma:

Ejemplo: para iones monovalentes, la ecuación y fórmula resultante es:



(a) estado inicial, (b) intermedio por toma de nutrientes de la raíz (izquierda) o agregado de fertilizante potásico (derecha), (c) luego del nuevo equilibrio

Figura 6. Intercambio de iones entre el intercambiador y la solución del suelo.

$$\frac{\text{SUELO} \cdot \text{K}^+}{\text{SUELO} \cdot \text{Na}^+} = k_g (\text{Na}^+ \cdot \text{K}^+) \frac{(\text{K}^+)}{(\text{Na}^+)}$$



k_g (Na-K): toma la responsabilidad de las relaciones entre los iones retenidos y los de la solución del suelo. Estos aumentan en adsorción con el aumento de la concentración y de la valencia del catión. Como la solución del suelo es extremadamente diluida en iones, el factor valencia es el de mayor importancia cuantitativa.

Ej. Equilibrio entre iones mono y bivalentes.



$$\frac{\text{SUELO} \cdot \text{K}^+}{\text{SUELO} \cdot \text{Ca}^{2+}} = k_g (\text{Ca}^{2+} \cdot \text{K}^+) \frac{(\text{K}^+)}{(\sqrt{\text{Ca}^{2+}})}$$

Este término representa la relación de iones de esta solución de acuerdo a su concentración y actividad relativa.

Ley de relaciones de valencia (Ratio Law)

Un modelo simplificado de estas ecuaciones anteriores, es conocido como la ley de relaciones de valencia (Ratio Law) o ley de Scholfield.

Esta dice que: "Cuando los cationes de la solución están en equilibrio con los cationes del intercambiador (sorbidos), el intercambio no altera el equilibrio si: la concentración de los monovalentes es cambiada en relación 1:1; entre los monovalentes-bivalentes en relación 1:raíz cuadrada y entre los monovalentes-trivalentes en relación 1:raíz cúbica". Este modelo se emplea en muchos lugares para el cálculo de agregado de correctores en suelos salinos, suelos sódicos y suelos ácidos.

6. Intercambio iónico. Relación con la acidez del suelo y la disponibilidad de nutrientes

Es un fenómeno natural que los suelos reemplacen con el tiempo las bases, cationes Ca, Mg, Na, K, de los complejos de intercambio por H^+ . La acidificación de los suelos es un mecanismo normal que se produce por lavado de cationes y/o toma de nutrientes de los vegetales. En la figura 7 se muestra gráficamente la relación del % de saturación de bases con la acidez de los suelos y la proporción de iones intercambiables de acuerdo al pH.

7. Ejemplo de valores de CIC y cationes intercambiables que caracterizan a suelos argentinos

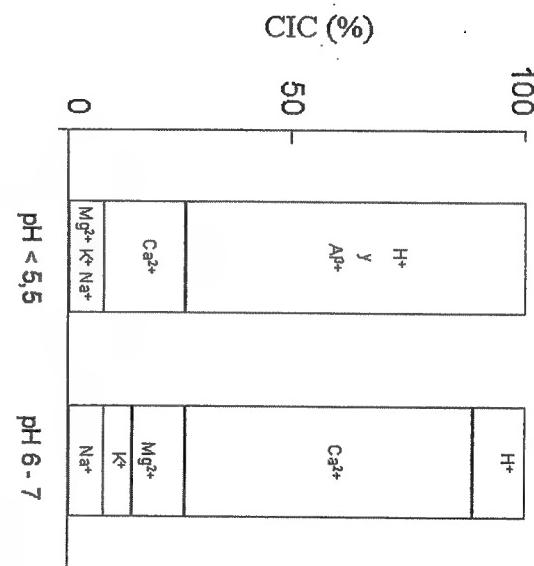


Figura 7b. Proporción de iones intercambiables de acuerdo al pH del suelo.

Cuadro N° 2. Ejemplo de suelos argentinos. (CIC en $\text{cmol}_{(e)} \text{kg}^{-1}$)

ORDEN	LUGAR	CIC	%Ca	%Mg	%K	%Na	%Acidez	%S.B.	pH	Intercam.
Molisol	Pergamino (Bs, As)	20-25	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7	
Molisol	M. Juárez (Córdoba)	18-19	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7	
Molisol	Rafaela (Santa Fe)	20-23	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7	
Molisol	Junín (Bs, As)	15-18	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7	
Molisol	Puán (Bs, As)	13-16	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7	
Oxisol	L.N. Alem (Mnes.)	7-9	30-40	3-5	0.4	0.3	60	35-40	4-5	
Entisol	Concordia (E. Ríos)	10-14	50-60	10-12	10-12	1-2	10-15	80-90	6-7.5	

Figura 7a. Relación entre el pH y el % de saturación de bases (valor V) de los suelos.

Bibliografía de apoyo

- BOHN, H.; B. MC NEAL AND G.O'CONNOR. 1993. Química del Suelo. Ed. Limusa. Noriega editores. Cap. 6.
- Edafología. Guía de trabajos prácticos. 1994. CEABA.
- MCLAREN, R.G. AND K. C. CAMERON. 1994. Soil Science. An introduction to the properties and management of N.Z. soil. Ed Oxford University Press. Cap. 12. Intercambio de iones del suelo.
- ORTIZ, B.; C. A. VILLANUEVA Y C. A. ORTIZ SOLARIO. 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapín. Cap. 8.
- PORTA, J.; M. LÓPEZ ACEVEDO, C. ROCERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundial Prensa.

REACCIÓN DEL SUELO

Temario

1. Concepto de acidez y alcalinidad de los suelos - pH
2. Clasificación de acidez
3. Origen de la acidez de los suelos
4. Origen de el H^+ y OH^- de la solución del suelo
5. Clasificación de suelos según pH y origen de la acidez
6. Factores que determinan la intensidad de la acidez
7. Factores que determinan la intensidad de la alcalinización
8. Efectos del pH sobre algunas características del suelo y el crecimiento de las plantas
9. Ejemplos de pH en series de suelos argentinos
10. Capacidad reguladora del suelo
 - 10.1 Caracterización cualitativa
 - 10.2 Caracterización cuantitativa
 - 10.3 Medida de la capacidad reguladora

REACCIÓN DEL SUELO

Ings. Agrs. Mirta González, Andrea Segui, Marta Conti

— OBJETIVOS —

- Analizar las causas y consecuencias de la reacción del suelo.
- Relacionar la condición de acidez o alcalinidad con las características del suelo.

1. Concepto de acidez y alcalinidad de los suelos - pH

La reacción del suelo se refiere a la actividad del hidrógeno (H^+) presente en la solución del suelo.

La reacción del suelo es una propiedad fundamental del mismo. Es a la vez, causa y efecto de una serie de factores. No existe proceso físico, biológico y químico, que no esté influido por las condiciones de acidez, neutralidad o alcalinidad del suelo.

La reacción del suelo se mide a través del pH.

Concepto de pH

$$pH = -\log \alpha H^+ = -\log [H^+] / f(H^+)$$

α = actividad $f(H^+)$ = factor de actividad

En las soluciones diluidas, la actividad puede reemplazarse por la concentración (se toman como sinónimos) sin alterar el resultado.

En el agua, la dissociación de H^+ y OH^- presenta una concentración de 10^{-14} moles por litro y la concentración del agua no dissociada es tan grande que se considera constante y aproximadamente igual a 1. Por consiguiente:



$$\frac{[H^+][OH^-]}{1} = Kw = 10^{-14}$$

Kw = constante de ionización del agua.

aplicando log.

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \text{ y } \text{pOH} = -\log [\text{OH}^-]$$

por lo tanto, como en el agua las concentraciones de H^+ y OH^- son iguales, el pH es igual a 7.

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] = 7 \text{ y } \text{pOH} = -\log [\text{OH}^-] = 7$$

Toda alteración de concentración de H^+ , altera el pH de las soluciones. Existen métodos colorimétricos y potenciométricos para determinar el pH.

2. Clasificación de acidez

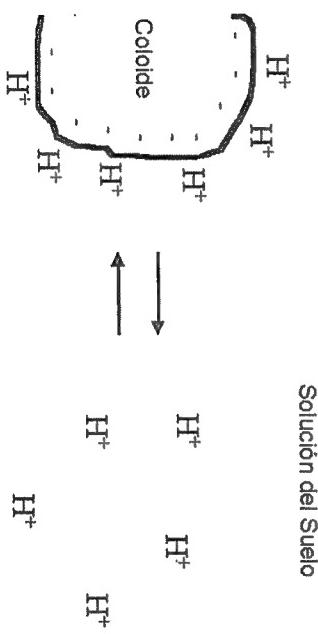
Varias aproximaciones han sido usadas para clasificar los componentes de la acidez del suelo, una primera categoría es la **acidez titulable** o también denominada **acidez total**. La misma se determina como la cantidad de base fuerte (NaOH o $\text{Ca}(\text{OH})_2$) requerida para elevar el pH de un suelo de un valor inicial dado a un valor final especificado. Pero la acidez titulable es sólo una medida de la acidez total real del suelo y no permite distinguir los componentes de la misma. Es utilizada para la caracterización de suelos ácidos y para la determinación de la necesidad de encañado de los mismos.

Al considerar la **acidez total** de un suelo, se tiene en cuenta, tanto la acidez activa como la potencial. La concentración de los iones H^+ en solución es la que determina la acidez del suelo en la medida de pH. El H^+ ubicado en la solución del suelo, se encuentra en equilibrio con el H^+ intercambiable, y con el H^+ no intercambiable (de los grupos OH^- de las aristas arcillosas y compuestos orgánicos).

a) Acidez activa o actual

Está dada por la actividad de los iones H^+ presentes en la solución del suelo. Cuando:

- $\alpha \text{ H}^+ > \alpha \text{ OH}^-$, la reacción es ácida
- $\alpha \text{ H}^+ = \alpha \text{ OH}^-$, la reacción es neutra
- $\alpha \text{ H}^+ < \alpha \text{ OH}^-$, la reacción es alcalina



Esta cantidad de iones H^+ en solución, que es habitualmente muy pequeña, es la que más influye en la fertilidad del suelo.
En condiciones normales, la cantidad de agua que tiene un suelo es escasa, por lo tanto si se desea la medición directamente en el suelo se presentan inconvenientes metodológicos que dificultan la medición.
El pH actual, es la expresión internacional edafológica de la acidez actual y hace referencia a condiciones estándar de relación suelo-agua utilizada. Se mide el pH de una suspensión suelo-agua o suelo- CaCl_2 0.02N en relación 1:2,5.

b) Acidez potencial, de reserva o intercambiable

Esta dada por los H^+ , Al^{3+} , Fe^{2+} y Mn^{2+} adsorbidos en el complejo de intercambio. (ver Capacidad de Intercambio de Cationes). Estos iones sorbidos, están en equilibrio con los de la solución del suelo. **La acidez potencial se mide en cmol_q kg⁻¹ de base necesaria para su neutralización.**

c) Acidez no intercambiable

Es importante mencionar que en el suelo existe también un tipo de acidez llamada **no intercambiable**, que se debe a la presencia de iones $\text{Al}(\text{OH})_3^{2-}$ y al hidrógeno unido a la materia orgánica y a los grupos -Si-OH de las aristas de las arcillas.

Acidez de reserva

Acidez activa

Esquema que representa los H^+ que determinan la acidez.

La figura muestra el equilibrio entre acidez de reserva y acidez activa, si se neutralizan algunos hidrógenos de la solución del suelo, serán rápidamente reemplazados por algunos hidrógenos adsorbidos.

3. Origen de la acidez de los suelos

- **Lavado de sales y cationes del perfil:** los suelos ácidos se encuentran, aún en aquellas regiones donde el material parental es roca básica. A pesar que el producto de la descomposición de la roca es material alcalino, para que se origine un suelo ácido, estos productos deben ser eliminados del perfil a una velocidad mayor a la de su formación. El agua de lluvia arrastra hacia las profundidades, no sólo las sales solubles y no tan solubles como carbonatos de calcio, sino los Calcio, Magnesio, Sodio y Potasio intercambiables, quedando el complejo de intercambio saturado con H^+ .
 - **Fertilizantes:** el empleo de sulfato y nitrato de amonio aumenta la acidez del suelo. Los iones amonio son adsorbidos por el material coloidal, reemplazando las cantidades equivalentes de otros cationes. Los sulfatos y/o nitratos de calcio o de otras bases formados tienden a perderse por lixiviación, favoreciendo la acidez. El efecto principal de los iones NH_4^+ , se ejerce cuando éstos son transformados en nitratos por la oxidación, produciendo ácido por formación de ácido nítrico.
 - **Actividad biológica:** la acidificación puede ser producida por la oxidación biológica de los compuestos del azufre y del nitrógeno, generando un pH bajo.
 - Como resultado de la actividad microbiana se forman constantemente ácidos, que no se neutralizan, provocando la acidificación de la solución del suelo.

4. Origen de los H⁺ y OH⁻ de la solución del suelo

Origen de los iones H^+ de la solución del suelo:

a) *Grupos ácidos de minerales de la fracción arcilla*

Provienen de la disociación de iones H^+ unidos a las cargas permanentes (sustitución isomórfica) de los minerales de arcilla.

Se comportan como ácidos fuertes disociando los H^+ a pH 3 y 4.

b) Hidrólisis de los iones Fe , Al , Mn .

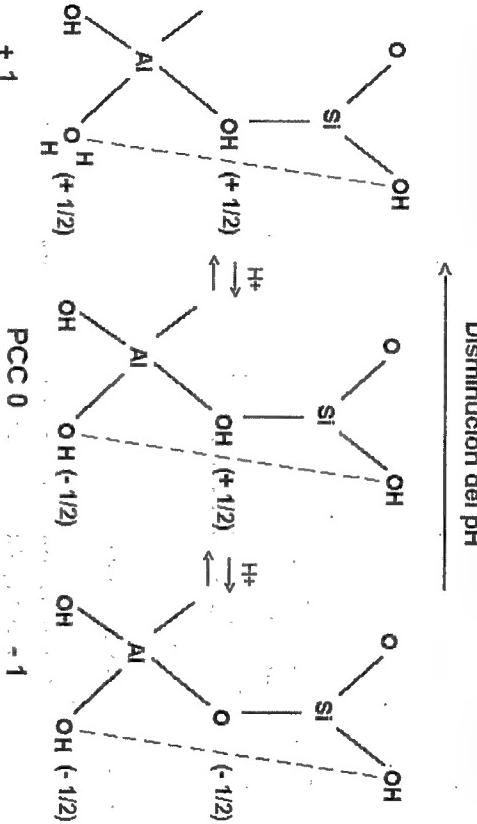
Los cationes hierro y manganeso se hidrolizan dando origen a acidez.



La hipótesis del A₁, por ser la más importante, se tratará en un punto aparte, punto (f).

c) *Disociación de grupos ácidos débiles de la fracción arcilla.*

Los Si-OH y Al-OH que originan cargas variables, y los polímeros hidroxialúmicos a pH mayor que 6 y hasta 10-11, originan H^+ en solución.



d) Grupos ácidos de la materia orgánica..

Los grupos carboxilos dan H^+ entre pH 4 y 7,5. Los grupos fenólicos lo hacen entre pH 5 y 8,0. Los grupos alcohólicos a pH mayor de 9,5.

Esto en líneas generales, dado que su amplio rango de superposición se puede considerar que entre pH 3 y 10 los ácidos orgánicos aportan H⁺ a la solución de suelo.

e) **Acidos Solubles**

CO_2 producido por la actividad biológica en el suelo y por las raíces



Acidos orgánicos originados en la descomposición de la materia orgánica, metabolitos de microorganismos y excreciones radiculares que plantas superiores.

- Acídos fuertes producidos por oxidación. Por ejemplo, en un suelo en estado de anaerobiosis, el azufre se encuentra como SFe . Al mejorar la aircación y aumentar el grado de oxidación, el azufre se oxida a sulfato aumentando así la acidez del suelo.
- Intervención del hombre aplicando fertilizantes de reacción ácida. Por ejemplo, KCl ; $(NH_4)_2SO_4$, etc. En el primer caso, sucede que las plantas absorben más K^+ que Cl^- , por lo que se produce la formación de CH . El sulfato de amonio, a través de la oxidación del NH_4^+ a NO_3^- y formación de ácido sulfúrico y nítrico, es también productor de acidez.

f) Hidrólisis del Aluminio:

El comportamiento químico de los materiales ácidos se encuentra ligado íntimamente con las propiedades del aluminio en la solución.

El Al^{3+} se hidroliza para formar complejos, monómeros y polímeros de aluminio hidratado, constituidos por unidades, como $Al(OH)^{2+}$ y $Al(OH)_2^+$ o formas que representan grados intermedios de neutralización.

Iones Observaciones

Al^{3+}	Catión intercambiable predominante en suelos muy ácidos (pH inferior a 5). Altamente tóxico.
$Al(OH)^{2+}$	Ion fácilmente intercambiable, predominante en suelos ácidos (pH 5-5,5).
$Al(OH)_2^+$	Ion fácilmente intercambiable, predominante en suelos ácidos a levemente ácidos (pH 5-6).
$[Al(OH)]^{3-n+}$	Policatión de tamaño y carga variable. Origen de carga dependiente del pH. Bloquea sedes de intercambio catiónico.

La distribución de las especies de aluminio con el pH se muestra en la figura 1.

El ion $Al(OH)^{2+}$ es de menor importancia y existe sólo dentro de un margen limitado de pH . El ion $Al(OH)_2^+$ sólo se presenta a valores de pH superiores de los que se encuentran normalmente en los suelos (pH 11-12).

El Al^{3+} predomina por debajo de un pH de 4,7; el $Al(OH)_2^+$ entre 4,7 y 6,5; el $Al(OH)_3$ entre 6,5 y 8 y el $Al(OH)_4^-$ por encima de 8.

Además de las formas solubles, se presenta el $Al(OH)_3$ precipitado, gibbsita de fase sólida.

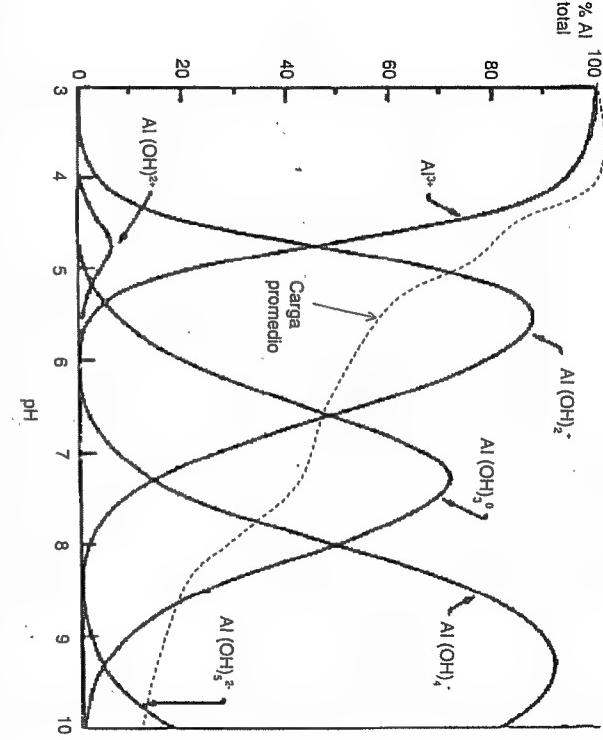


Figura 1. Distribución y carga promedio de especies de aluminio soluble en función del pH .

La doble capa y la solución del suelo tienen en equilibrio iones Al^{3+} y $Al(OH)_n^{(3-n)+}$ que al hidrolizarse liberan protones.



Los productos de hidrólisis del Al^{3+} se polimerizan rápidamente para formar grandes unidades de varias cargas. Las superficies de los coloides del suelo retienen fuertemente a los polímeros y por lo general, se comportan como no intercambiables.

La hidrólisis del hierro es similar a la del aluminio:



El valor de pH de la primera etapa de hidrólisis del hierro, se acerca a 3, en tanto que el del $Al(H_2O)_3^{3+}$ es casi 5. Por esta razón la hidrólisis del hierro está regulada por la del aluminio, debiendo reaccionar la mayor parte de la reserva del aluminio del suelo antes que lo pueda hacer el hierro.

La retención de polímeros hidratados de aluminio con carga positiva,

disminuye la carga neta de los coloides del suelo. De esta manera, la formación de dichos polímeros en la superficie de los coloides, disminuye la capacidad de intercambio catiónico de los mismos.

La elevación del pH disminuye la carga positiva de los polímeros, liberando sedes de intercambio. Por lo contrario, la disminución del pH de los suelos que contienen grandes cantidades de polímeros hidratados, disminuye la capacidad de intercambio catiónico del suelo al incrementarse la carga positiva en los polímeros.

Origen de los iones OH⁻ de la solución del suelo

a) La fuente de iones hidroxilos en el suelo, son los cationes metálicos adsorbidos.

Cuanto mayor es la cantidad de iones alcalinos y alcalino terreos en la solución interna del suelo, mayor es el pH.

b) Fertilizantes alcalinos y riegos con aguas alcalinas

La acción del hombre a través de la aplicación de fertilizantes de acción química y fisiológica alcalina. Ej.: NaNO₃. El anión NO₃⁻ se absorbe en forma preferencial y queda el Na⁺ en el suelo que produce alcalinidad.

En suelos bajo riego, el aporte de bases y particularmente de sodio, pude de mantener y aumentar el pH a más de 7,0.

5. Clasificación de suelos según pH y origen de la acidez

La siguiente es la escala usada para la determinación de pH en KCl, según Schaeffer y Schachtschabel.

pH	Actividad de iones H ⁺ (g / l ⁻¹)	Términos descriptivos	Zonas
< de 4,0	10 ⁻³	extremadamente ácido	
4,0 a 4,9	10 ⁻⁴	fuertemente ácido	Zona Ácida
5,0 a 5,9	10 ⁻⁵	medianamente ácido	
6,0 a 6,9	10 ⁻⁶	ligeramente ácido	Zona Neutra
7	10 ⁻⁷	neutro	
7,1 a 8,	10 ⁻⁸	ligeramente alcalino	
8,1 a 9,0	10 ⁻⁹	medianamente alcalino	Zona Alcalina
9,1 a 10,0	10 ⁻¹⁰	fueramente alcalino	
> de 10,1	10 ⁻¹¹	extremadamente alcalino	

6. Factores que determinan la intensidad de la acidez

a) Grado de saturación del complejo sorbente

• Es el valor V de Hissink. Está directamente relacionado con la acidez actual. Para un valor de V = 100% corresponderá un pH de la solución elevado, 7 ó mayor; dependiendo del tipo de sorbente y del catión saturante; para un valor de V = 0, corresponderá un pH ácido. Entre estos dos valores, 0 y 100, hay toda una gama posible (ver capítulo de Intercambio de Iones).

b) Tipo de sorbente

Las curvas de saturación de arcillas y MO en función del pH son muy diferentes.

Para explicar esto, se supone que el sorbente es un ácido débil con cationes de bases fuertes y algunos cationes de bases débiles.

El ácido débil (sorbente), tiene una capacidad de dissociación que depende de su naturaleza estructural. La fuerza de disociación del ácido depende de su electronegatividad o cantidad de cargas negativas.

Orden de electronegatividad de los intercambiadores:

MO > montmorillonita > illita > caolinita > óxidos hidratados de Fe y Al.

c) Tipo de cationes sorbidos. Pueden considerarse tres grupos:

- H⁺ - Mn⁺⁺ - Al⁺⁺⁺ - Fe⁺⁺⁺
- Ca⁺⁺ - Mg⁺⁺ - K⁺
- Na⁺

El primer grupo está directamente relacionado con un alto grado de acidez en los suelos. En general, en suelos minerales ácidos, el ion Al con una alta predominancia sobre los iones H⁺, se encuentra saturando el complejo sorbente y es el responsable de la acidez. El ion H⁺ es cuantitativamente importante en suelos orgánicos muy ácidos, poco arcillosos y con ácidos minerales.

Con respecto a los cationes de cambio, se los separa de dos grupos por su diferente comportamiento. Todos forman bases al participar en el intercambio, pero con diferentes constantes de basicidad. El intercambio será tanto mayor cuanto menor sea la energía de unión entre el cation y el intercambiador. El Na⁺ con mayor facilidad de liberarse del complejo que el Ca⁺⁺ y el Mg⁺⁺, constituye una base fuerte, capaz de aportar hidroxilos al medio.

d) Contenido de CO₂

El contenido de CO₂ del aire del suelo varía desde un mínimo (0,03%) hasta valores muy altos en suelos mal aireados (de 3 y hasta 10%). En función de su presión parcial forma CO₃H₂ y éste libera H⁺.

Las variaciones serán función de la cantidad de CO_2 del suelo. En la rizosfera se produce más CO_2 debido a una actividad biológica más intensa.

e) Cantidad de agua

Cuanto mayor es la cantidad de agua del suelo más se eleva el pH. Este efecto de dilución se origina por que al aumentar la cantidad del solvente, se diluyen los iones H^+ disminuyendo su actividad. Esto se comprueba en la determinación de pH con distintas relaciones suelo - agua: 1:1, 1:2,5 y 1:10, en ellas, el pH aumenta progresivamente con la dilución. Esto permite especular sobre el comportamiento de las plantas sensibles al pH con respecto al clima: los cultivos sensibles a la acidez, la soportan mejor en climas húmedos que en climas secos.

f) Condiciones de aireación

Un mismo suelo puede cambiar su valor de pH de acuerdo a que esté bien o mal aireado. La norma general es que, al pasar de aerobiosis a anaerobiosis se produce un aumento de pH, siempre que la anaerobiosis esté en relación con gran cantidad de agua. Aún cuando pueden jugar factores como dilución o hidrólisis, la causa principal residiría en la reducción del Fe^{2+} .



Un proceso asociado es la reducción de SO_4^{2-} a S^{\cdot} , que se combina con el Fe para dar SFe. Este sulfuro puede, con el tiempo, pasar a polisulfuro que es más estable.

Los sulfuros dan reacción cercana a la neutralidad cuando predominan las condiciones de anaerobiosis. Si mejora el drenaje y por consiguiente la aireación, se produce la oxidación:



Tanto el sulfato férrico como el H_2SO_4 son agentes acidificantes

Si hay suficiente cantidad de CaCO_3 en el sistema, dicha acidez puede neutralizarse y mantenerse el pH por encima de 5, dando lugar a la formación de CaSO_4 , MgSO_4 y $\text{Fe}(\text{OH})_3$. En caso de no haber suficiente Ca y Mg, este fenómeno puede dar lugar a acidificaciones extremas.

Sila anaerobiosis, en lugar de ser producida por exceso de H_2O , se debe a altas concentraciones de CO_2 , entra en juego el sistema regulador del CO_3H (pH 5,5-8,2).

7. Factores que determinan la intensidad de la alcalinización

Acumulación de sales: la acumulación de sales reconoce 2 vías:

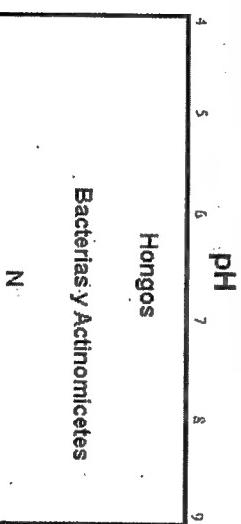
- Natural

Si no existe una lixiviación adecuada, las sales producidas en el proceso de meteorización quedan en el perfil. La falta de lavado puede deberse a lluvias insuficientes o drenaje impedido.
- Artificial

El relieve puede, en ocasiones, definir una salinización sobre todo si va acompañado por la presencia de napas salinas.

La salinización puede reconocer su origen en antiguos depósitos de agua salada o entradas de agua de mar.

8. Efectos del pH sobre algunas características del suelo



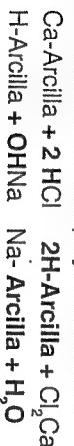
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Óptimo para la mayoría de los cultivos											
Ciénagas drenadas que contienen azufre											
Suelos forestales húmedos											
Suelos de pradera subhúmedos											
Suelos con exceso de sales de Ca^{2+}											
Suelos que contienen exceso de Na^+											

9. Ejemplos de pH en series de Suelos Argentinos

SUBGRUPO	LOCALIDAD	Valor de pH (promedio)
Borofiblistos lítico	Islas Malvinas	4
Ustífluventes típicos	Santiago del Estero	7
Natrualfites típicos	Río Negro	8
Rodudalfes típicos	Misiones	5 - 6
Torriontentes típicos	Mendoza	7
Hapustol énticos	Córdoba	7
Argiudoles ácuicos	Entre Ríos	6
Argiudoles típicos	Buenos Aires	7 - 6
Hapludoles típicos	Buenos Aires	6 - 7

10. Capacidad reguladora del suelo

Se entiende por capacidad reguladora o poder buffer del suelo, a la resistencia que el mismo ofrece a variar su pH ante agregados de iones H^+ u OH^- . La neutralización se logra por la capacidad de intercambiar los H^+ u OH^- agregados con iones del complejo de cambio:



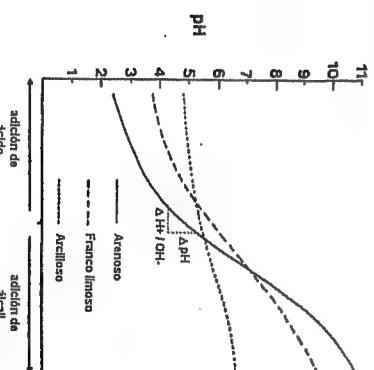
10.2 Caracterización cuantitativa

Se basa en medir la intensidad de la regulación. El principal sistema regulador del suelo es el complejo sorbente y los cationes del mismo.

Cuanto mayor cantidad de coloides tenga un suelo, mayor es su poder regulador (mayor CIC o mayor número de sitios de intercambio para adsorber los iones H^+ u OH^-).

Los suelos arenosos tienen bajo poder regulador, mientras que los arcillosos ricos en M.O., muy grande. Es necesario conocer el poder de regulación de un suelo para efectuar correcciones de pH.

10.3 Medida de la capacidad reguladora



Se pueden usar las curvas de titulación o calcular el valor β

a) **Curvas de titulación:** Consiste en medir el ángulo que forma la curva de titulación con la horizontal en el punto en que V es igual a 50% (ver Fig.). Los suelos arenosos, con muy baja capacidad reguladora, presentan mayor ángulo que los arcillosos.

b) **Cálculo del valor β :** Es un dato numérico que caracteriza la intensidad de la regulación. Permite establecer una relación directa entre pH y el poder regulador. A mayor β mayor poder regulador.

Se calcula midiendo la relación entre los cmoles_c de ácido o base agregados y el cambio de pH producido.

$$\beta = \frac{AOH}{Aph} = \frac{C \cdot V}{V}$$

OH: Número de cmoles, de ácido o base añadidos

Aph: Variación sufrida en el pH por ese agregado

C: Concentración del ácido o de la base añadida

V: Volumen de ácido o base añadida

V: Volumen total resultante

Bibliografía de apoyo

- BORRÍN, H, Mc. NEAL, B, G. O'CONNOR. 1993. Química de Suelos. Editorial Limusa.
- FASSBENDER, H.: Química de suelos. 1978. - Editorial IICA - Costa Rica.
- MIZUNO, I.: Aspectos problemáticos de la Ciencia del Suelo. 1978. Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria T. XXXII N°3 Bs. As.
- ORTIZ-VILLANUEVA, B.; C.A. ORTIZ-SOLORIO, 1990 Edafología. Ed Univ. Autónoma de Chapingo.
- PORTA, J., M. LÓPEZ - ACEVEDO, C. Rodero 1994.- Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundial - Prensa - Madrid.
- RAMÍREZ, R, D. CORASPE, D. RAMÍREZ, 1983. Efecto del pH en el medio de enraizamiento de maní (*Arachis Hypogaea L.*) sobre el peso seco y acumulación de nutrientes. Actas X Congreso Arg. y VIII Latinoamericano de la Ciencias del Suelo.
- VELAZCO, M, R. SERINO, C. DE PAUL, 1987. Estudio de la relación entre el comportamiento ácido-base y la composición del suelo. Ciencia de/ suelo 5.: 116-122.

Agua del Suelo

AGUA DEL SUELO

Temario

- 1. Introducción**
 - 1.1 Ciclo del agua
 - 1.2 Propiedades del agua
- 2. Contenido del agua del suelo y relaciones energéticas**
 - 2.1 Coeficientes hidráticos
 - 2.2 Contenido hídrico
 - 2.3 Caracterización energética. Potencial agua
 - 2.4 Relación entre contenido de agua y potencial agua
 - 2.4.1 Curvas de retención hídrica
 - 2.5 Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas
 - 2.5.1 Clasificación biológica del agua del suelo
 - 2.5.2 Clasificación funcional de los poros del suelo
 - 2.6 Medición del agua del suelo
- 3. Dinámica del agua del suelo**
 - 3.1 Movimiento a flujo no saturado
 - 3.1.1 Infiltración
 - 3.1.2 Asenso capilar
 - 3.2 Movimiento a flujo saturado
 - 3.3 Movimiento en fase de vapor
- 4. Relación agua-suelo-planta-atmósfera**

AGUA DEL SUELO

Ing. Agr. Silvia Ratto

- OBJETIVOS

- Comprender el papel que cumple el suelo como reservorio dentro del ciclo del agua.
- Analizar las relaciones energéticas entre el agua del suelo y la matriz del mismo, responsable del almacenamiento.
- A través del estudio de las relaciones energéticas y contenido de agua evaluar la dinámica y su relación con la absorción por la planta.

1. Introducción

El agua en el suelo influye en su génesis y evolución. Propiedades y procesos como consistencia, regulación de la temperatura, movilización y absorción de nutrientes por las plantas, procesos de óxido-reducción y problemas de erosión están bajo su influencia.

Se habla del agua del suelo y no del agua en el suelo debido a que tiene características de solución-suspensión. Puede tener diversas sales disueltas, compuestos orgánicos o inorgánicos solubles, moléculas provenientes de la degradación de herbicidas y pesticidas y partículas coloidales, orgánicas o inorgánicas en suspensión.

Los poros del suelo están ocupados por agua y el aire. En el estado de saturación todos los poros están llenos de agua líquida. El agua se halla también en la estructura de los cristales, la mayor parte como componente del cristal, estando tan fuertemente ligada que se requieren altas temperaturas para eliminarla.

La cantidad y estado energético del agua en el suelo influyen en las propiedades físicas del suelo más que ningún otro factor. De ahí que las relaciones entre el agua y el suelo ocupen considerable extensión en todo estudio de física de suelos.

1.1 Ciclo del agua

En la Fig. 1 se muestra el ciclo del agua en un sistema agrícola. Las principales entradas corresponden a precipitaciones, ocasionalmente riegos, nevadas o rocío. El suelo juega un rol importante en los mecanismos de salidas, como la evaporación, transpiración, transporte, drenaje y almacenamiento. La diferencia entre las entradas y salidas constituye el almacenaje.

Es tal vez a través de esta última propiedad que el suelo ejerce la mayor influencia en el sistema. Para poder llevar a cabo una buena gestión productiva y ambiental es necesario conocer los mecanismos que regulan cada paso del ciclo del agua en el ambiente acuático, atmosférico y terrestre.

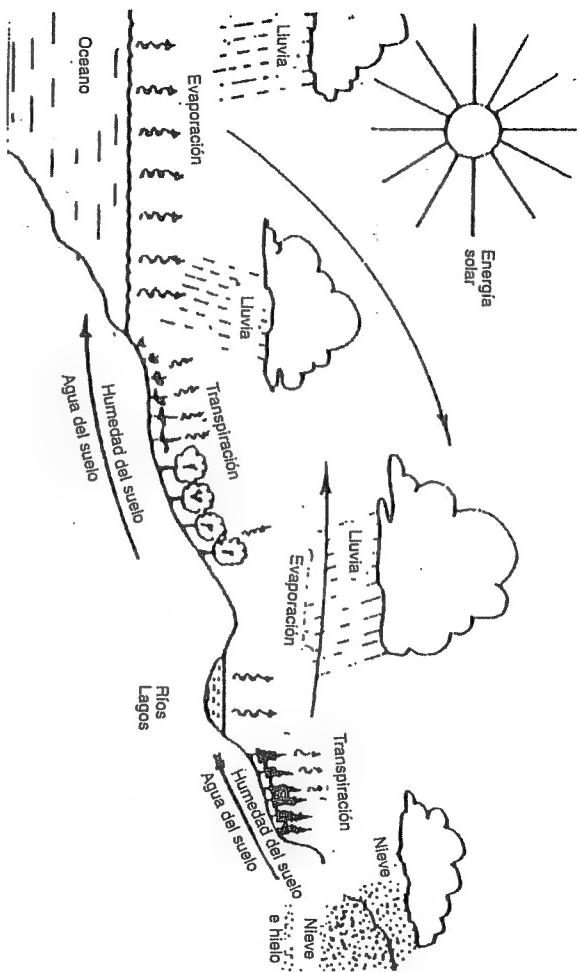


Figura 1. Esquema del ciclo del agua en un sistema agrícola (adaptado de Bertrand, 1967).

Las propiedades del suelo tienen gran influencia sobre el ciclo hidrológico

1.2 Propiedades del agua

La molécula de agua está compuesta por un átomo de oxígeno y dos átomos de hidrógeno de tamaño mucho menor. Estos elementos tienen entre sí enlaces covalentes. Cada átomo de H comparte su único electrón con el oxígeno. El resultado es una molécula asimétrica, ya que la disposición no es lineal, sino que los protones de hidrógeno sobresalen en ángulo de 104,5° del núcleo del oxígeno. Estos protones de hidrógeno forman polos positivos y los electrones internos del átomo de oxígeno forman polos negativos en ángulo recto con el plano de protones de hidrógeno (Fig. 2). En consecuencia, la molécula de agua es **polar**. Varias moléculas de agua están unidas entre sí por fuerzas débiles (enlace de hidrógeno) que existen entre el polo positivo (protón) y el polo negativo (electrón).

Las fuerzas intermoleculares en el estado líquido hacen difícil que las moléculas de agua escapen del líquido a la fase de vapor y por eso el agua tiene un alto punto de ebullición. También es alto el punto de fusión, porque el agua en estado líquido tiene una estructura algo cristalina y la transición de líquido a sólido es relativamente fácil. La existencia de enlaces de hidrógeno, aunque débiles, en el agua líquida, requiere que estos enlaces se rompan para que una molécula pueda moverse en el seno del líquido y por eso la viscosidad del agua es mayor que la de los líquidos no asociados (caretes de asociación internolecular), cuyas moléculas circulan libremente deslizándose unas contra otras. Sin embargo, la debilidad de muchos de los enlaces de hidrógeno compartidos hace que la viscosidad no sea tan grande como la de los líquidos con alto grado de asociación. Los enlaces intermoleculares son causa de la baja conductividad eléctrica del agua y de su alta constante dieléctrica.

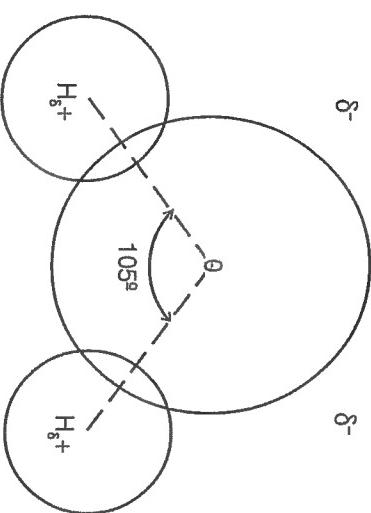


Figura 2. Esquema de la molécula de agua.

Se denomina **cohesión** a las fuerzas de atracción de las moléculas entre sí y **adhesión** a la atracción hacia otras superficies como vidrios o arcillas.

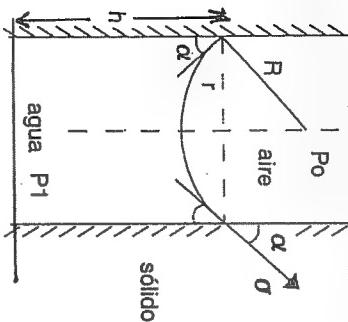
Las fuerzas que actúan reteniendo el agua en el suelo son varias y la mayoría son manifestaciones de fenómenos de superficie.

Tensión superficial

Se distinguen dos clases de líquidos: los que mojan la superficie del recipiente que los contiene (agua) y los que no la mojan (mercurio). En ambos casos se originan fuerzas superficiales, en el primero con dirección hacia el exterior de la masa líquida originando una superficie libre cóncava en el plano de contacto, en el segundo con dirección hacia adentro originando una superficie libre convexa.

Para el caso del agua esta fuerza determina un **ascenso capilar** que cesa cuando se igualan el peso de la columna de agua y la fuerza llamada tensión superficial.

$$\boxed{\text{Succión capilar} = \text{presión hidrostática}}$$



P_0 = Presión atmosférica
 P_1 = Presión bajo el menisco

Figura 3. Tubo capilar sumergido en un recipiente con agua.

El agua asciende en el capilar hasta que la succión capilar iguale la presión hidrostática

T: tensión superficial

r: radio del capilar

α: ángulo de contacto

h: altura de ascenso capilar

σ: densidad del agua

g: aceleración de la gravedad

Si el sistema es agua sobre sólido, $\alpha = 0$, entonces $\cos \alpha = 1$.

Si se quiere conocer la altura a la que llega la columna de agua, despejando de (1) se tiene que:

$$h = \frac{2T}{r\delta g}$$

Siendo T (tensión superficial) y δ (densidad) valores constantes para una temperatura dada y g un valor constante, multiplicando por 2 el numerador y considerando diámetro en lugar de radio se puede calcular el diámetro del poro para una cierta succión:

$$T: 72,75 \text{ dinas cm}^{-1} \quad g: 981 \text{ cm/seg} \\ \delta: 1 \text{ g/cm}^3 \quad d: \text{diámetro del capilar}$$

$$h (\text{cm}) = \frac{4T}{d \cdot \delta \cdot g} \quad y \quad d (\mu) = \frac{3}{\text{succión (atm)}}$$

Si se quiere conocer el diámetro de poro que retendrá el agua con una succión de 1/3 de atmósfera:

$$d (\mu) = \frac{3}{0,33} = 9 \mu$$

El Sistema Internacional de Unidades en Vigencia utiliza el Megapascal Newton, micrómetro y nanometro con las siguientes equivalencias:

1 atm = 0,101 MPa: Megapascal

1 din= 10⁻⁵ N: Newton

1 micrón (μ)= μm : micrómetro, = 10⁻⁶ m

A^e=0,1 nm nanometro=10⁻⁹ m

Tensión interfacial:

Cuando un líquido se pone en contacto con una superficie sólida, parte del líquido puede quedar adherido en dicha superficie: **adhesión**.

Es esta otra manifestación del fenómeno del comportamiento dipolar del agua y permite que pueda ser atraiida por campos de cargas opuestas y quedar así firmemente adherida.

2. Contenido de agua del suelo y relaciones energéticas

A fin de caracterizar el agua del suelo en función de la fuerza de retención ejercida por el mismo se han definido los siguientes parámetros denominados coeficientes hidráticos.

2.1 Coeficientes hídricos

Capacidad de campo (CC)

Viehmeyer y Hendrikson (1931) la definen como la cantidad de agua retenida en el suelo después que ha drenado el agua gravitacional y cuando la velocidad del movimiento descendente del agua disminuye sustancialmente.

A este valor se lo conoce también con otras denominaciones como capacidad normal de campo, capacidad normal de humedad, capacidad captar, capacidad de retención de agua y agua suspendida (autores rusos).

Este coeficiente se obtiene «in situ» y la técnica consiste en, después de una lluvia adecuada o de regar copiosamente un área, tapar la superficie para evitar pérdidas por evaporación y dejar drenar por 2 - 3 días, con lo que se supone que el suelo llega al equilibrio.

Humedad equivalente

Es un valor que trata de reflejar en laboratorio la máxima capacidad de retención en un suelo y se ha tratado de asimilarlo a la capacidad de campo.

La humedad equivalente es, por convención, la cantidad de agua que retiene una muestra de suelo cuando se la somete, previamente saturada, a una fuerza igual a 1000 veces la gravedad, lo que representa una fuerza equivalente a 0,3 atmósferas (0,03MPa).

Se ha deseado hallar correspondencia entre la humedad equivalente y la capacidad de campo bajo el supuesto de que en ambos casos el agua queda retenida con una succión de 0,3 atmósferas, pero los valores correspondientes se apartan cuando el suelo se aleja de una textura franca. En texturas gruesas, la humedad equivalente arroja valores menores que la capacidad de campo mientras que en texturas finas sucede lo contrario.

La capacidad de campo se determina en el terreno, por lo que se trabaja en las condiciones naturales del suelo en cuanto se refiere a extracción de la muestra, mientras que la humedad equivalente se determina sobre muestra seca y tamizada.

En la práctica, en la determinación de la humedad equivalente en suelos arcillosos, luego del tiempo estipulado para la centrifugación (30') en ocasiones queda agua sobrante.

Otro método de laboratorio fue desarrollado por Mizuno, Arigo y Svaritz (1978). Se pone una muestra seca y tamizada en un vaso de precipitados, se apelmaza golpeando el fondo del vaso con la palma de la mano y desde una bureta se dejan caer, gota a gota, 5 ml de agua evitando la pérdida por evaporación. Se espera (20') desde la finalización del agregado de agua, se extrae la masa de suelo humedecida y se determina la humedad (Método para la determinación rápida de máxima capacidad hídrica).

Coeficiente de marchitez permanente (CMP)

Este concepto se refiere al contenido de agua del suelo cuando el vegetal no alcanza a absorberla por la imposibilidad de vencer la fuerza con que está retenida.

Se estima que cuando dicha energía (succión) llega a 15 atmósferas (1,5 MPa) las especies comúnmente cultivadas no pueden absorber agua; al no llegar a vencer dicha succión, el vegetal entra en marchitez irreversible.

Las consecuencias de una falta de disponibilidad de agua para los vegetales presentan dos aspectos:

- x : El vegetal llega a la marchitez pero aún mantiene su poder de recuperación. Al llevarlo a una atmósfera saturada de agua recupera su turgor.
- xx : El proceso pasa a ser irreversible: el vegetal no puede recuperarse aún en una atmósfera saturada de vapor de agua.

Puede observarse que la definición de estos puntos no es precisa ni universal, depende de factores tales como especie vegetal y momento del ciclo.

Se admite que el punto x) se presenta cuando el agua está retenida con una succión aproximada de 10 atmósferas (1,0 MPa) y el punto xx) a 15 atmósferas (1,5MPa). En este último punto el agua queda retenida en forma de una fina película que rodea a cada partícula individualmente con un espesor entre 300 y 400 Å para el material arcilloso silicatado. En los puntos de contacto de estas películas quedan configurados poros de diámetro menor de 0,2 μm.

La determinación de este coeficiente puede efectuarse por dos vías: biológica o con instrumental de laboratorio.

Biológica: Se efectúa un cultivo en maceta, utilizando generalmente grisol. Para ello se llenan macetas con muestra de suelo, se siembran varias semillas de girasol y se riega. Cuando las plantitas tienen suficiente desarrollo se ralea dejando una sola y se cubre la superficie libre de la maceta de modo tal que no se produzca pérdida de agua por evaporación.

Cuando la planta entra en marchitez, se la introduce en una atmósfera saturada de humedad. Al recuperar la turgencia el contenido hídrico del suelo corresponde al punto x).

Periódicamente se repite la operación hasta que se llega a un momento en que no se recupera la turgencia. El contenido hídrico marca el punto xx).

El coeficiente de marchitez permanente de los suelos depende fundamentalmente de la textura y materia orgánica. A título de ejemplo, pueden darse algunas cifras para distintos componentes del suelo:

Arena	2-5% en peso (g agua/100 g suelo seco)
Limo	8-10%
Limo arcilloso	15%
Turba	50%

De acuerdo a estos valores puede observarse que el coeficiente de marchitez permanente depende de la superficie específica; cuanto mayor es la misma, tanto mayor el contenido de agua.

Otra vía para la determinación de este coeficiente es la evaluación de la cantidad de agua que puede retener una muestra de suelo previamente saturada de agua cuando se la somete a una presión de 15 atmósferas (1,5 MPa). Para ello se utiliza un aparato denominado Membrana Richard.

Coefficiente higroscópico (CH).

Se ha visto que en el coeficiente de marchitez permanente los suelos tienen aún una considerable cantidad de agua.

El suelo puede continuar perdiendo agua hasta llegar a una desecación casi total, pero aún en este estado sigue teniendo agua en cantidad variable conforme a la humedad atmosférica.

Esta cantidad de agua que envuelve las partículas en forma de una película cuyo espesor sería de unas pocas moléculas, es lo que constituye la humedad higroscópica.

El contenido de agua de los suelos en el coeficiente higroscópico depende también, como el valor anterior, de la superficie específica. En forma estimativa puede tomarse el contenido de agua en este punto como la mitad del correspondiente al coeficiente de marchitez permanente y la cuarta parte de la capacidad de campo o humedad equivalente.

La determinación se efectúa poniendo una muestra seca en un ambiente con 99% de humedad relativa, efecto que se logra colocando un recipiente con ácido sulfúrico al 2%. La humedad presente en el suelo una vez alcanzado el equilibrio es la que se conoce como coeficiente higroscópico.

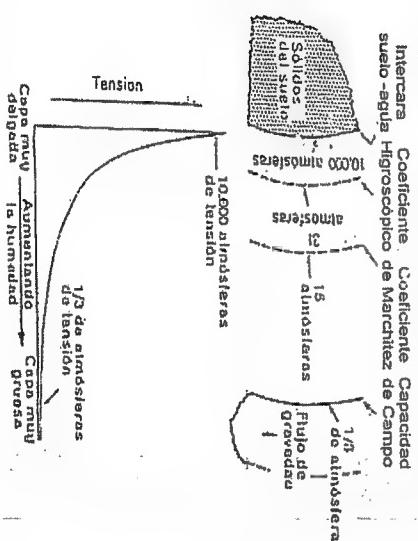


Figura 4. Relación entre el espesor de las películas de agua y la tensión con que es retenida por la matriz del suelo.

Capacidad de agua (CA)

Es la cantidad de agua que un suelo puede almacenar para proveer al desarrollo vegetal y comprende el agua que está entre Capacidad de Campo (CC) y Coeficiente de Marchitez Permanente (CMF). Suele denominarse agua disponible.

2.2 Contenido hídrico

Es la cantidad de agua que tiene el suelo en un momento dado

Suelo completamente seco \Rightarrow Espacio poroso = aire
Suelo saturado \Rightarrow Espacio poroso = agua o solución del suelo
Suelo no saturado \Rightarrow Espacio poroso = agua + aire

\Downarrow
El tercer estado corresponde a la forma habitual en que se encuentra un : suelo agrícola

Puede expresarse en forma gravimétrica como fracción de agua en relación a suelo seco. (Las relaciones entre masa y volumen de suelo y agua figuran en el capítulo de densidad)

Humedad gravimétrica: $Hg (\%)$ para su cálculo se considera la siguiente relación

$$Hg (\%) = \frac{\text{Masa de Agua}}{\text{Masa suelo seco}} \times 100$$

Se usa también una forma volumétrica $Hv (\%)$ donde se expresa la fracción de agua como el volumen de agua que se encuentra en un volumen dado de suelo. Este volumen puede conocerse utilizando el concepto de densidad aparente para cada horizonte.

Asumiendo la densidad del agua como $\delta_a = 1\text{ g/cm}^3$

$$Hv (\%) = \frac{\text{Volumen agua}}{\text{Vol. suelo seco}} \times \frac{\text{densidad aparente del suelo}}{\text{densidad aparente del agua}}$$

La expresión volumétrica (se expresa generalmente con la letra griega ϵ) es más ventajosa que la gravimétrica. Se independiza de la relación densidad

aparente que es diferente para cada horizonte homogeneizando los resultados, pudiendo expresarlos en relación a profundidad de suelo (cuálquiera sea el material) o convertirlo fácilmente en lámina de agua.

Para expresar el valor de humedad gravimétrica en términos de lámina de agua, concepto más utilizado en riego se puede utilizar la siguiente expresión:

$$L(\text{cm}) = \frac{Hv(\%) \times P(\text{cm})}{100}$$

L = lámina de agua. P = profundidad de suelo considerado

Ejemplo: Calcular la lámina de agua en una capa arable con un espesor de 18 cm conociendo: humedad actual (Hg) = 22% y $dap = 1,35$

$$L = \frac{22 \times 1,35 \times 18}{100} = 5,22 \text{ cm}$$

2.3 Caracterización energética - Potencial agua

El agua en el suelo al igual que otros cuerpos en la naturaleza, puede contener energía en distintas formas y cantidades. La física clásica reconoce dos formas principales de energía: energía cinética y energía potencial.

Como el movimiento del agua es lento, su energía cinética (proporcional al cuadrado de la velocidad) es generalmente considerada despreciable. La energía potencial, que responde a una condición interna de posición, es de importancia fundamental para determinar el estado y movimiento del agua del suelo.

La energía potencial del agua del suelo, varía en un rango amplio y la diferencia que existe entre dos puntos dados provoca el movimiento. Ese movimiento se realiza espontáneamente desde lugares de mayor energía potencial hacia los lugares en que es menor, tendiendo a alcanzar un equilibrio.

En el sistema suelo-agua se alcanza una situación de equilibrio si se mantiene la temperatura, presión, concentración de solutos y campos de fuerzas constantes. En esa situación no existe movimiento de materia (solutos, agua) o energía (calor) en el sistema.

Si se conectan dos sistemas con distintos equilibrios, el agua fluirá de aquél donde tiene más energía, realizando un trabajo, hacia donde tiene menor energía. Si se considera a uno de esos sistemas como sistema de referencia, la energía utilizada en realizar ese trabajo se conoce como energía potencial, la molécula posee ese potencial que puede ser (+) ó (-) según sea el estado de referencia elegido.

La Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (1963), seleccionó como referencia al agua pura a la misma temperatura que el agua del sistema considerado y a la presión atmosférica estándar.

El potencial agua es definido como la cantidad de trabajo que una unidad de agua en un sistema suelo-agua en equilibrio, es capaz de realizar cuando es transportada isotérmica y reversiblemente a un reservorio de agua en el estado de referencia y a la misma temperatura.

Potencial total de agua del suelo

El potencial total del agua del suelo incluye el potencial químico y el potencial de campos de fuerzas externas. Normalmente, en el campo, la gravedad es la única fuerza externa que opera en el sistema suelo-agua, definiéndose el potencial gravitatorio como la cantidad de trabajo que debe realizarse para transportar agua desde el sistema de referencia hasta otro a cierta altura especificada. Según el sistema de referencia se sitúe por encima o por debajo del punto elegido el potencial será positivo o negativo, respectivamente.

En consecuencia el potencial total es igual a:

$$\psi_t = \psi_a + \psi_g = \text{Pot. total} = \text{Pot. agua} + \text{Pot. gravitacional}$$

El potencial agua del suelo es la sumatoria de los distintos componentes que lo determinan. Si se considera un sistema isotérmico:

$$\text{Potencial agua } (\psi_a) = \psi_m + \psi_s + \psi_p$$

donde:

$$\begin{aligned} \psi_p &= \text{potencial de presión} \\ \psi_s &= \text{potencial de solutos} \end{aligned}$$

ψ_m = potencial mático

Potencial mático (ψ_m): es la parte del potencial de agua del suelo asociado a la matriz sólida del mismo, e incluye fuerzas vinculadas con la adsorción, la capilaridad y las interfaces curvas agua-aire. Si se compara el potencial del agua vinculada a la matriz del suelo con la del agua pura o de referencia resulta menor y por lo tanto su signo es negativo.

Termodinámicamente se define como el trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua para transportar de manera isotérmica y reversible una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito que contiene una solución de idéntica composición a la del suelo, situado a la misma altura y con presión gaseosa similar al punto considerado, hasta el agua del suelo. El **potencial de solutos** (ψ_s): es la parte del potencial del agua del suelo que resulta del efecto combinado de todas las especies de solutos presente

en el suelo. Tiene una consecuencia similar a la presión osmótica. La influencia de los solutos sobre el potencial se demuestra comúnmente separando la solución del suelo del agua pura mediante una membrana semipermeable. Las moléculas del agua pura poseen potencial mayor que las de la solución por lo que el potencial de solutos tiene signo negativo. Este potencial se puede medir con un psicrómetro de presión de vapor.

Termodinámicamente se define como la «cantidad de trabajo que el agua de un sistema suelo-agua en equilibrio es capaz de realizar cuando es transportado a otro sistema en equilibrio idéntico en todos los aspectos al anterior, excepto que carece de solutos».

Potencial de presión (ψ_p): es la resultante de una diferencia neta de presión en relación a la condición de referencia, tal como resulta de la presión hidráulica en un suelo saturado. No incluye los efectos que resultan de la interfase agua-aire o de alta adsorción en las superficies sólidas, porque en un sistema abierto a la atmósfera como el suelo, no existe diferencia de presión y los efectos mencionados anteriormente se incluyen en el potencial marróico.

En un suelo saturado, la suma de la presión atmosférica y la del líquido es normalmente mayor que la atmosférica, y entonces el potencial de presión es positivo; en el suelo no saturado no hay presión del líquido y la presión es igual a cero. El valor negativo del potencial de presión se encuentra solamente bajo condiciones de laboratorio.

Termodinámicamente el potencial de presión se define como «la cantidad de trabajo que una unidad de cantidad de agua en un sistema suelo-agua en equilibrio, es capaz de realizar cuando se mueve a otro sistema en equilibrio idéntico al anterior en todo sentido excepto que está a la presión de referencia».

En resumen se tiene:

$$\psi \text{ Tot} = \psi_m + \psi_s + \psi_p + \psi_g$$

La combinación $\psi_m + \psi_s$ da idea de la fuerza de retención que ejerce el suelo sobre el agua y que condiciona la posibilidad de absorción vegetal.

La combinación $\psi_p + \psi_g$ se denomina potencial hidráulico e interesa cuando el suelo está saturado.

Unidades de expresión de energía del agua

Se han usado varios términos para expresar las relaciones de la planta con el agua del suelo, pero la unidad más común ha sido la atmósfera. Esta medida no es exacta desde el punto de vista termodinámico, ya que la unidad de expresión debería reflejar el trabajo necesario para llevar una unidad de masa de agua pura y libre a un punto definido en el sistema planta-suelo.

Richards (1956) adoptó una unidad similar a la atmósfera, el bar (10^6

dinas por cm^2), que se usa en muchos trabajos, ya que es una unidad consistente y recomendable. Sin embargo, sería preferible expresar las unidades en valores de energía libre. Se podría usar joule por gramo o kilogramo de agua como unidad..

Las conversiones de presión a unidades de energía pueden hacerse considerando el volumen específico, la temperatura y presión del agua. Para esto se usan las siguientes fórmulas:

$$1 \text{ atm (TPN)} = 1,013 \text{ bares} = 1,013 \times 10^6 \text{ dinas/cm}^2 =$$

$$1033 \text{ cm de H}_2\text{O} = 76 \text{ cm de Hg aproximadamente}$$

$$1 \text{ bar} = 0,987 \text{ atm (TPN)} = 10^6 \text{ dinas/cm}^2 = 1020 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$1 \text{ Joule/kg} = 10^4 \text{ ergios/g} = 1 \text{ centibar} = 10,2 \text{ cm H}_2\text{O}$$

Es decir que $0,33 \text{ atm} = 0,33 \text{ bares} = 33 \text{ joules/kg}$. En la actualidad se utiliza preferentemente el megapascal (MPa).

Es decir que:

$$0,33 \text{ atm} = 0,33 \text{ bares} = 0,033 \text{ MPa} = 33 \text{ joules/kg}.$$

(TPN) = significa estado de referencia que generalmente indica agua pura y libre a presión atmosférica y 25 °C.

2.4 Relación entre contenido de agua y potencial agua

Determinando los valores de la tensión para los distintos contenidos de humedad del suelo, pueden construirse gráficos llamados curvas de retención hídrica que muestran las relaciones entre la humedad y la energía.

2.4.1 Curvas de retención hídrica

Las curvas de tensión muestran todas las gradaciones entre los extremos indicando un cambio en la energía de retención.

En la figura 5 se observa que parte del agua presente en los suelos están bien provistos de agua, es suficiente una muy débil succión para separar una ínfima cantidad de ella.

- dotações de riego.
- c) Permite el estudio del momento oportuno de los riegos para optimizar los rendimientos.

2.4.2 Efectos que alteran las curvas de retención hídrica

Temperatura

Cuanto mayor es la temperatura del suelo, mayor será la energía cinética de las moléculas de agua, lo que provoca una disminución en las fuerzas que la retienen en el suelo (adsorción, tensión superficial) y un aumento de su energía libre.

Por consiguiente la capacidad de retención hídrica varía en forma inversa a la temperatura.

Histéresis

Se denomina así al fenómeno que afecta a los procesos cuyos resultados varían conforme al sentido en que se recorre determinado camino.

Como puede observarse en el gráfico (figura 6) a igual potencial de agua en el suelo corresponde un mayor contenido hídrico en el camino del secado que en el de mojado.

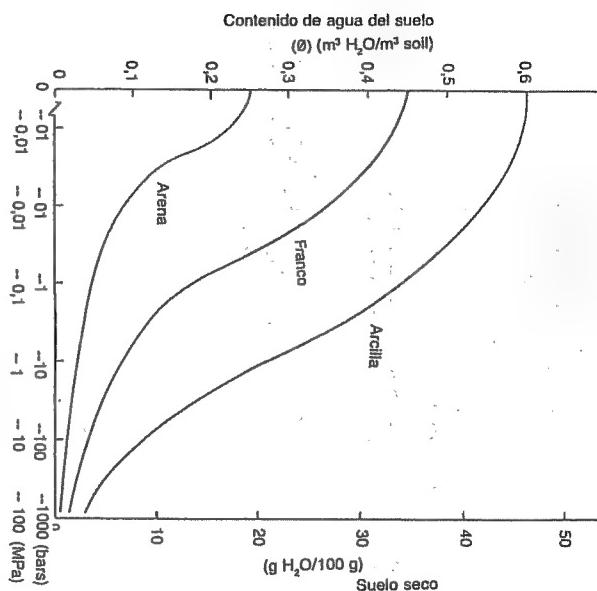
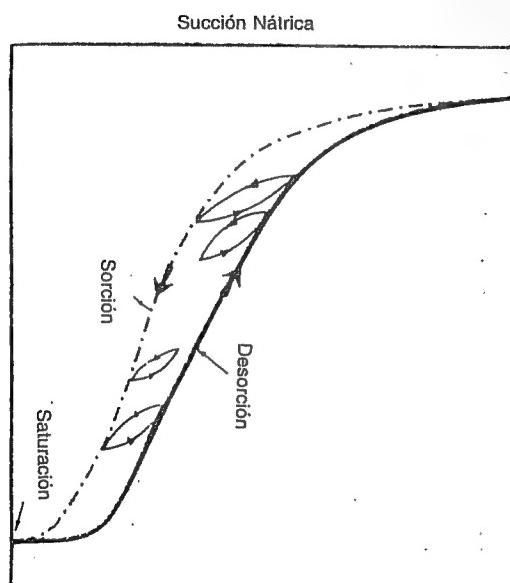


Figura 5. Curva de retención hídrica para suelos de diferente textura. (adaptado de Brady, 1990).

- a) A cualquier coeficiente, θ potencial mátrico (línea paralela al % de humedad) suelos de distintas texturas retienen distintas cantidades de agua. Puede observarse que la secuencia es:
- arcilloso > arenoso.

- b) Si se traza una línea paralela a las ordenadas, se determinarán, para un determinado contenido de humedad, la energía con que es retenida por suelos de distintas texturas.

- c) La textura influye en toda la curva y especialmente a elevados niveles de succión donde la microporosidad juega un papel preponderante. El grado de agregación y el contenido de materia orgánica influyen en altos contenidos hídricos cuando el agua es retenida por la macro-porosidad con bajas succiones.



La utilidad de dichas curvas es amplia y puede mencionarse las siguientes:

- a) Permite la caracterización de los suelos en su relación con el agua.
- b) En los suelos de regadío es de fundamental importancia dado que permite calcular el agua disponible de los suelos como también las

Figura 6. Relación entre contenido de agua volumétrica y potencial de retención para una vía de mojado y otra de secado.

2.5 Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas

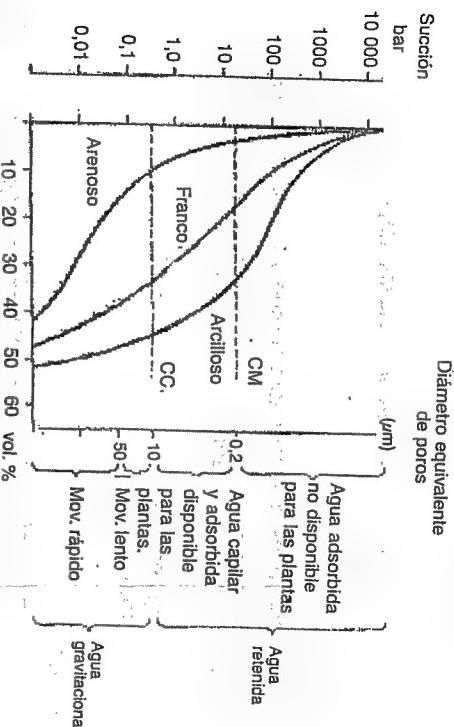


Figura 7. Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas.

En la figura 7 se observa que el agua más rápidamente disponible para la planta es la que se encuentra cercana al valor de CC. A medida que aumenta la energía de retención del suelo disminuye la disponibilidad para la planta.

El cálculo de agua aprovechable o disponible para la planta se puede hacer conociendo el valor del contenido de agua en CC y en CMP.

Ej: Calcular el agua disponible en los primeros 15 cm del suelo cuando el mismo está en CC.

$$\delta H_2O = 1,00 \text{ g/cm}^3$$

$$CC = 25\%$$

$$CMP = 11\%$$

$$\delta ap = 1,33 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Lámina (cm)} = \frac{1,33 \text{ g/cm}^3 \times 15 \text{ cm} \times (25-11)}{g/cm^3 \times 100} = 2,79 \text{ cm}$$

2.5.1 Clasificación biológica del agua del suelo

Establece las siguientes clases:

- a) **Aqua superficial o gravitante.** Es la que se elimina del suelo en virtud que los poros que contienen el agua son demasiado grandes

para contrarrestar la acción de la gravedad. Se estima que la sujeción con que es retenida es menor de 0,3 atmósferas, considerándose de poca utilidad por el corto tiempo de permanencia en el suelo.

b) **Aqua útil** (disponible) Es la que está retenida en el suelo con una sujeción de 0,3 a 15 atmósferas, considerándose que es aprovechable por los vegetales.

c) **Aqua no útil.** Es la sujeta a una sujeción mayor de 15 atmósferas y no aprovechable por la mayoría de las especies cultivadas.

El agua retenida en los poros del suelo juega un papel importante como agua pelicular en el abastecimiento a las plantas. Será más fácilmente aprovechable por la planta cuanto mayor sea el potencial agua o menor la energía de retención del suelo por la misma. Se considera que cuando la energía de retención es mayor a 0,8-1 atm la mayoría de las plantas crecen por debajo de su máximo potencial.

2.5.2 Clasificación funcional de los poros del suelo

Diámetro partícula primaria (μm)	Diámetro poro (μm)	Succión (MPa)	Función
>1000	>100	<0,003	Aireación, drenaje rápido
250-1000	25-100	0,01-0,003	Conducción, aireación
2-250	0,2-25	1,5-0,01	Almacenaje de agua útil
<2	<0,2	>1,5	Aqua no disponible

2.6 Medición del agua del suelo

La distribución del agua en el suelo no es homogénea, en sentido horizontal ni vertical. Las siguientes son algunas de las razones que determinan la heterogeneidad:

- El crecimiento desparejo de las plantas y la distribución de las raíces, producen variaciones en el contenido de humedad en el suelo.
- Las diferencias de velocidad de infiltración ocasionan variaciones de campo después de una lluvia o irrigación.
- Las variaciones en cuanto a estructura de suelo, contenido de materia orgánica y textura, en los distintos horizontes, son causa de diferencia en la cantidad de agua retenida por el suelo.
- Las alteraciones y cambios de densidad aparente, variación de volu-

men poroso y distribución de tamaño de los poros, son causa de que la condición de la humedad del campo varíe considerablemente.

- La irregularidad en la topografía de la superficie da por resultado una mojadura despareja del suelo.

Métodos para determinaciones directas de agua en el suelo

a.- Muestreo a campo expresando el resultado en peso seco

El método más simple y de uso más antiguo para medir la cantidad de agua que contiene un suelo consiste en tomar muestras de suelo con el contenido de humedad del momento. Las muestras se pesan húmedas, luego se secan en estufa a una temperatura de 105 a 110 °C hasta constancia de peso. La diferencia entre peso seco y húmedo expresado como porcentaje sobre suelo seco es el contenido de humedad en el momento de muestreo.

$$Hg (\%) = \frac{(Peso \text{ suelo} \text{ húmedo} - Peso \text{ suelo} \text{ seco})}{Peso \text{ de suelo} \text{ seco}} \times 100$$

Ejemplo:

Peso húmedo = 24 g

Peso seco = 19,2 g

$$Hg (\%) = \frac{24 - 19,2}{19,2} \times 100 = 25 \%$$

b) Muestreo a campo expresando el resultado en volumen

Algunas veces (en experimentos de irrigación) es necesario expresar el contenido de humedad como proporción entre el volumen de agua y el volumen aparente del suelo, o proporción equivalente entre la profundidad del agua en cierta área del suelo y una profundidad dada. Esto puede hacerse tomando una muestra de suelo en un tubo de volumen conocido pesando la muestra húmeda, secándola luego y volviéndola a pesar. El volumen de agua o proporción de lámina de agua se calcula por medio de la fórmula:

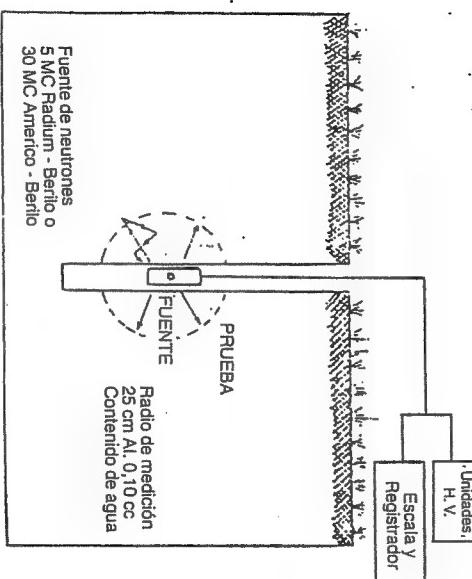
$$Hv(\%) = Hg \times \delta_{ap}$$

$$\delta_{ap}=1,3$$

c) Dispersión de neutrones

Estima la proporción de agua mediante una sonda con fuente de neutrones de alta energía y un contador que detecta el flujo de los neutrones lentos (termiales). Se introduce en el suelo dentro de un tubo de aluminio o acero. Como el hidrógeno tiene mucho que ver con la desaceleración de los neutrones (la temperatura influye en la velocidad de su movimiento), la velocidad con que se detectan los neutrones lentos es proporcional al número de núcleos de hidrógeno presentes en la vecindad de la fuente y del detector, siempre que la velocidad de la emisión de neutrones de alta energía (rápidos) y la geometría del área en la que están diseminados los neutrones sean constantes (es decir, que ninguno de ellos se escape a la atmósfera).

Como la cantidad de hidrógeno asociado con el agua del suelo es, generalmente, mucho mayor que la cantidad asociada con arcilla, materia orgánica u otras partículas del suelo, el flujo de los neutrones lentos es proporcional a la cantidad de agua en un volumen aparente del suelo, requiriendo trabajos de calibración para un suelo determinado, de manera de evitar el efecto de otras fuentes de hidrógeno.



Las ventajas del método son la exactitud y la rapidez de la lectura, pudiéndose hacer lecturas duplicadas a intervalos de 30 cm hasta una profundidad de 180 cm en 15 minutos, y la posibilidad de hacer lecturas múltiples en espacio y tiempo, sin causar alteraciones al sitio o al cultivo. Entre las desventajas pueden citarse la alta inversión inicial, el mantenimiento y las precauciones necesarias para manejar equipos radioactivos y la calibración para cada situación en que se utilizará.

d) Rayos Gamma

El contenido de humedad en columnas de suelo puede medirse en laboratorios especiales mediante la attenuación de un haz delgado de rayos gamma. Una fuente consistente en 20 milicuries de Cs^{137} emite rayos gamma que se reúnen en un haz delgado, que se coloca al lado de una columna rectangular (o cuadrada) del suelo y del lado exactamente opuesto se coloca un detector de centelleo.

El método parece alcanzar una exactitud de $\pm 0.5\%$ del agua de la muestra. Como la attenuación con los rayos gamma depende de la densidad total del material que atraviesan, el método sólo resulta exacto para indicar el agua del suelo cuando se conoce la densidad aparente del mismo y ésta permanece constante. Por lo tanto, en suelos que se expanden, contraen o que tienen diferentes estados de compactación, el método es menos preciso.

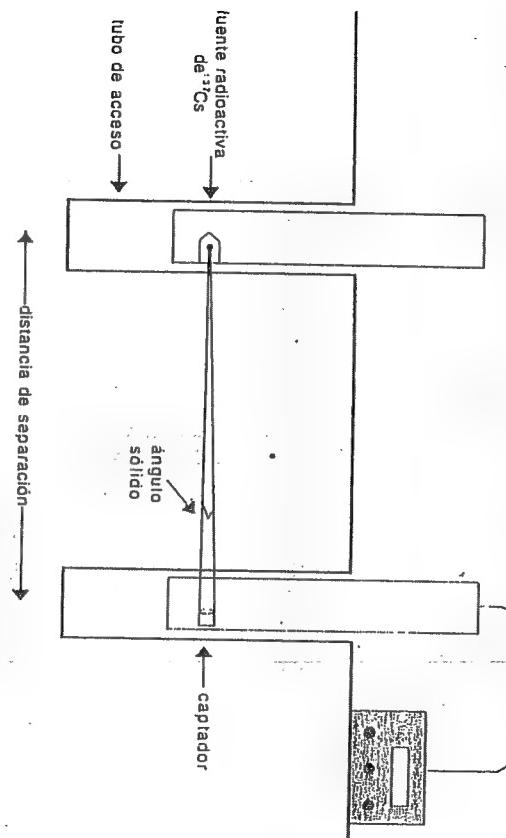


Figura 9. Medición de cantidad de agua utilizando una fuente de rayos gamma.

e) Lisímetros

Los lisímetros pesadoras representan una técnica gravimétrica especial que permite hacer mediciones continuas del contenido de humedad de la misma masa de suelo, sin muestreo destructivo y sin los problemas de manejo de muestras. El lisímetro consiste en un recipiente lleno de suelo, que puede ser un monolito o un perfil reconstruido, colocado a nivel de la superficie del piso. Los lisímetros son exactos para el volumen de suelo que contienen, siempre que se haga la corrección correspondiente a los cambios de peso de las plantas cultivadas en el suelo.

Métodos para evaluar las relaciones energéticas del agua del suelo

a.- Relaciones de presión como base para medir potencial mátrico

Para medir la reducción relativa del potencial del agua, como resultado de la atracción de la matriz del suelo, tanto el procedimiento como los instrumentos requieren de ciertas características. Tiene que ser factible mantener todas las variables constantes excepto la atracción «matricial» que, a su vez, ha de ser susceptible de medición. Entre las variables que deben mantenerse constantes o controladas se incluye la presión, la temperatura y concentración de solutos.

Entre los métodos basados en estos principios se mencionan:

x) Tensiómetro

Un tensiómetro consiste en una copa porosa llena de agua, enterrada en el suelo y conectada a un manómetro o indicador de vacío. El agua de la copa alcanza equilibrio de presión con el suelo y se registra la succión «matricial». La copa es permeable a los solutos y al agua pero no al suelo ni al aire por lo que no se detecta el potencial de solutos.

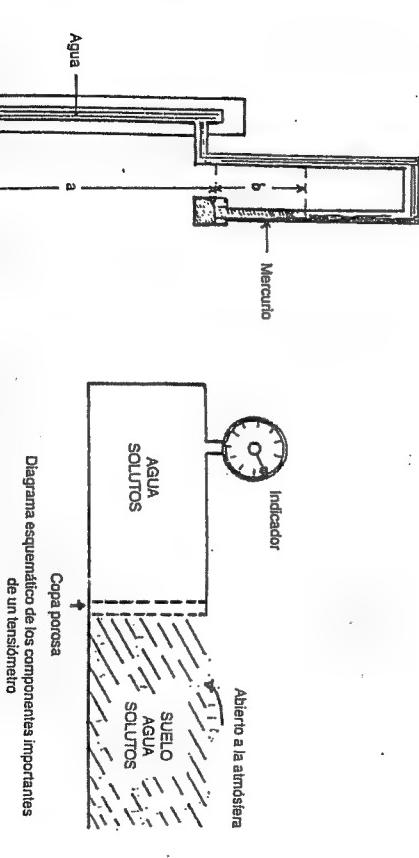


Diagrama esquemático de los componentes importantes de un tensiómetro

Para indicar la succión en el instrumento se usan manómetros de mercurio o indicadores de vacío.

Los tensímetros proporcionan mediciones reproducibles para el punto donde están instalados, siempre que no existan variaciones en la temperatura. No necesitan calibración y se pueden usar en todo tipo de suelo.

En cuanto a la instalación, los tensímetros deben colocarse con el cono poroso en el lugar cuyo potencial se desea conocer. En suelos de riego es conveniente instalar una serie de tensímetros a diferentes profundidades.

El instrumento sólo es útil en un rango de potencial de agua de suelo de 0 a 0,85 bares (0,085 MPa).

xx) Bloques de resistencia eléctrica

Como la conductividad eléctrica de un sólido poroso depende de la cantidad de agua que hay en él, se puede relacionar conductividad eléctrica con contenido de agua. El equilibrio entre el agua del suelo y del bloque se logra cuando se iguala la succión matriza de ambos. La conductividad eléctrica es también función de las sales del bloque poroso y de las dimensiones y forma del bloque.

Para medir el agua del suelo se han usado bloques de resistencia de varias clases: de yeso, de nylon y lana de vidrio. Estas unidades tienen un principio similar pero difieren en los detalles. En todos los casos los electrodos están rodeados por un material poroso que está en contacto con el suelo. La transferencia eléctrica entre electrodos depende de la cantidad de agua que rodea el material poroso y, a su vez, depende de: - la afinidad relativa del suelo y del material poroso con la humedad; - la cantidad de humedad presente; - la velocidad de transferencia del agua de un material a otro y - la conductividad eléctrica de la humedad o solución que está dentro de la zona de influencia eléctrica de los electrodos.

La mayoría de las unidades sufre cambios de calibración con el uso y, por lo tanto, se recomienda que se recalibren con frecuencia.

La calibración de las unidades de resistencia para obtener la relación entre la resistencia eléctrica y el potencial de agua del suelo puede hacerse colocándolas en suelo puesto en una placa porosa o en una membrana de presión. Las unidades de resistencia son más confiables bajo condiciones de humedad que en suelo seco, generalmente con más de 1 bar de succión y hasta 14 ó 15 bares.

xxx) Aparatos de placa y membrana de presión.

El equipo de placa de presión y el de membrana de presión consisten en una cámara de presión en la que se colocan las muestras de suelo, una membrana a través de la cual pasa la solución de suelo pero que no permite el paso de la «matriz» del mismo ni del aire, un soporte para la membrana porosa y una salida para el agua. Además, es indispensable una fuente de presión y algún método para regularla y controlarla.

Se han diseñado muchos equipos de tamaños diferentes para diversos propósitos. El aparato más comúnmente usado en estudios de irrigación tiene espacio para 10 a 20 muestras de suelo, cada una de 5 cm de diámetro.

El aparato de placa (u olla) de presión y el de membrana de presión difieren casi solamente en la clase de material y en el rango de presión en el que funcionan. En el equipo de placa de presión se usa una placa de cerámica. Tales placas están limitadas por la presión del aire que pueden soportar sin dejarse atravesar. Generalmente, con esta clase de placas se han usado presiones de hasta 1 bar (0,10 MPa). Con la membrana se puede trabajar con presiones de 1 - 15 bares (0,1 - 1,5 MPa). Estos instrumentos se utilizan para la construcción de las curvas de retención hídrica.

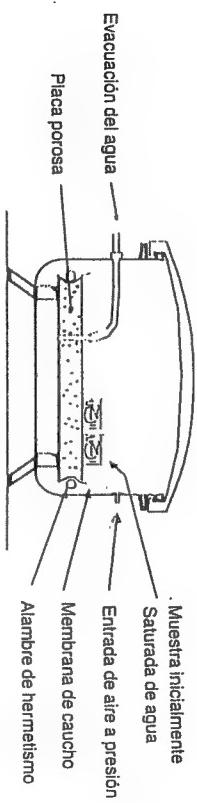


Figura 11. Esquema de una olla con placa de cerámica porosa.

b) Presión de vapor de equilibrio como base para medir el potencial de agua.

La afinidad del agua por los solutos y por la matriz de un suelo puede ser puesta de manifiesto por la presión de vapor del sistema, la cual debe ser medida en condiciones isotérmicas y en cámara cerrada. Se requieren equipos con una precisión de 0,13 bares.

La técnica del psicrómetro a termocupla es usada en estos casos. La termocupla funciona como un termómetro donde se genera una diferencia de potencial eléctrico entre las dos uniones de un par bimetálico (constantán y níquel), según sea la diferencia de temperatura entre la punta seca y la húmeda. Por otra parte, si se hace pasar a través de ese par bimetálico corriente en un sentido determinado, se observa un enfriamiento en una de esas puntas (efecto Peltier). Esto determina condensación de agua en esa punta. Al cesar el paso de corriente el agua se evapora enfriando la punta con distintas velocidades, en forma regulada en función de la presión de vapor del sistema.

Esta diferencia de temperatura puede ser medida trabajando como termocuplas, determinándose mediante gráficos y en forma indirecta qué potencial de agua ($\psi_0 + \psi_m$) hay en el sistema. Se requiere una calibración previa con soluciones de ácido sulfúrico con una presión de vapor a 25°C conocida.

3. Dinámica del agua del suelo

El agua que penetra en el suelo proviene de irrigación, lluvia, inundación o filtración de caudales de agua. Algunas veces toda la superficie del suelo está mojada y otras sólo parte se halla en contacto con el agua.

Si toda la superficie está mojada, el área en la cual penetra el agua es mayor que cuando sólo una porción de la superficie está mojada y el movimiento será en una sola dirección: vertical, descendente. Si sólo parte de la superficie está mojada, el agua se moverá hacia abajo y lateralmente. Si el suelo está muy seco, el movimiento lateral puede ser, por cierto tiempo, tan grande como el movimiento descendente.

En el siguiente esquema obtenido por el USDA (1955) se observa el movimiento del agua al entrar en dos suelos de diferente clase textural.

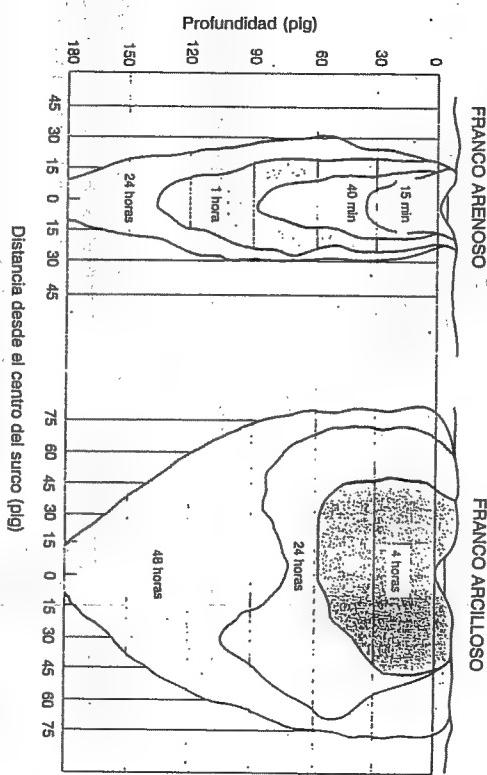


Figura 13. Redistribución en profundidad del agua luego de una lluvia o riego (adaptado de Hénin, 1972).

Un nuevo agregado de agua puede llegar a ocupar un 90% de la porosidad y en este momento disminuye sensiblemente la infiltración.

Suponiendo que después de una lluvia o riego adecuado el suelo quede totalmente saturado, al cesar el aporte de agua comienza a perderse el agua gravitatoria hasta que se alcanza la capacidad de campo o situación de equilibrio (curva 2 Fig. 13).

En la Fig. 14 pueden observarse distintas situaciones de humedad para un mismo perfil a partir del momento en que llega a su capacidad de campo, y posteriormente, cuando sigue perdiendo agua por evaporación. Se supone, para simplificar, que el perfil tiene características texturales uniformes.

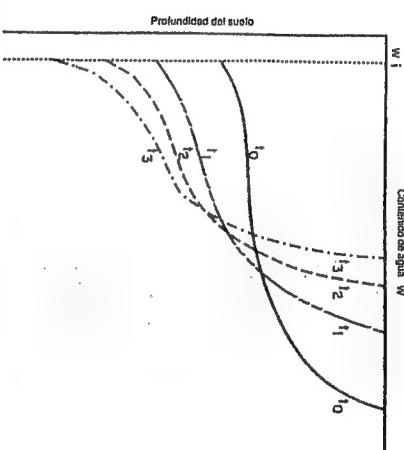
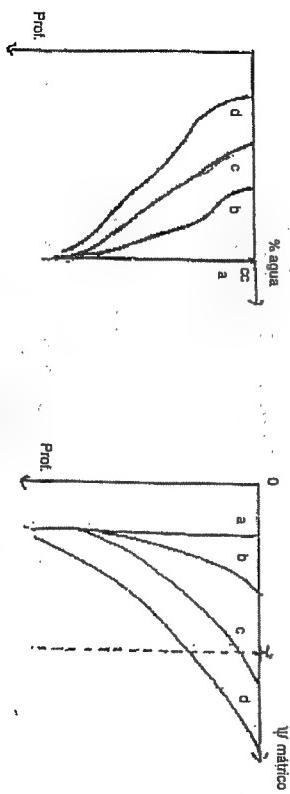


Figura 14. Curvas de contenido de agua y potencial mÁtrico para un suelo que se estÁ seco.

Perfil hídrico

Se denomina perfil hídrico al contenido de humedad de un perfil de suelo en un momento dado.

Cuando el suelo se moja por la lluvia o riego, se estima que en una primera etapa al llegar a un estado de equilibrio, la masa humedecida tiene el 80% de su porosidad ocupada por agua. Posteriormente, si se suspende el agregado de agua, la misma tiende a profundizar a expensas de una retracción horizontal (curvas 1 y 2 respectivamente de la Fig. 13).



En la primer figura se dibuja la variación del % de agua con la profundidad suponiendo textura uniforme. La línea (a) es la distribución teórica de la humedad en su capacidad de campo. Al comenzar a perder agua en superficie por evaporación se llega a (b) y con el tiempo se alcanzan (c) y (d). En la segunda figura se representan las curvas correspondientes al potencial matricial de cada una de las situaciones mencionadas, aumentando a medida que disminuye el contenido de agua. El punto marcado con (x) corresponde a un potencial matrónico de aproximadamente 15 atmósferas, equivalente al coeficiente de marchitez permanente.

Como puede deducirse de los gráficos, la desecación del suelo en superficie es mucho más rápida que en profundidad. Partiendo de la capacidad de campo (línea a) la uniformidad del contenido hídrico del perfil desaparece por la aparición de una zona superficial de desecación rápida.

Cuando el suelo tiene vegetación, la situación cambia dado que la misma sombra al suelo y el sistema radicular lo deseca. La cobertura vegetal podrá tener distintas manifestaciones conforme al tipo de vegetación.

Así, una cobertura herbácea tenderá a desecar la masa superficial del suelo, salvo excepciones como la alfalfa, cuya acción puede profundizar por varios metros.

En caso de vegetación arbórea, la cobertura (sombra) puede ser total y la extracción de agua se realiza hasta mayor profundidad.

Conceptos preliminares

Se estima necesario aclarar ahora el significado de algunos términos utilizados en el texto:

Infiltración: entrada del agua al suelo, es decir la velocidad con que desaparece el agua de la superficie por su entrada a la masa del suelo.

Permeabilidad: movimiento del agua a flujo saturado en cada uno de los horizontes.

Drenaje: Eliminación del agua superficial por infiltración y permeabilidad o por escurreimiento. Al primero se los suele llamar drenaje interno y al segundo drenaje superficial.

Escurrimiento: es la eliminación del agua superficial merced al relieve (natural) o por obras (drenajes).

La eliminación del exceso de agua superficial es de gran interés para evitar situaciones de anegamiento superficial para los cultivos y también para la producción animal dado que crea condiciones poco propicias para el pastoreo directo (falta de piso).

Es deseable que el drenaje interno capte la mayor parte de las aguas de

lluvia o riego, de este modo se aprovecha mejor el agua aumentando las reservas del suelo y disminuyendo sustancialmente la escorrentía que no sólo es pérdida de agua sino también agente de erosión.

El drenaje interno es un factor de gran importancia en la pedogénesis dado que provoca las migraciones y otros fenómenos.

Desde el punto de vista de la fertilidad, las aguas de drenaje provocan el lavado de los suelos, siendo particularmente importante su acción sobre los compuestos solubles como los nitratos que pueden ser eliminados en forma sustancial. La pérdida de éstos es un problema preocupante por dos razones: por ser un nutriente fundamental y porque fuente de contaminación de las aguas subterráneas.

3.1 Movimiento a flujo no saturado

Los suelos bien drenados permanecen en condiciones de saturación durante períodos muy cortos, luego de aportes abundantes de agua ya sea por lluvias o por riego.

Salvo en esas condiciones, el movimiento del agua del suelo en fase líquida se realiza en flujo no saturado y responde a diferencias de potencial agua (matrónico y gravitatorio) entre distintos puntos del perfil. Puede expresarse matemáticamente en la siguiente forma:

$$v = -K \times H$$

donde:

v = velocidad

K = conductividad hidráulica

H = gradiente hidráulico

El potencial matrónico es consecuencia de la afinidad física del agua con la superficie de las partículas y poros capilares. El agua se mueve desde lugares donde la película de agua que rodea las partículas es mayor hacia donde es menor, y de lugares de menor a mayor curvatura de menisco, es decir de zonas de alto potencial a zonas de bajo potencial matrónico.

El potencial gravitatorio interviene favoreciendo el movimiento descendente y limitando el movimiento ascendente.

El elemento más importante a considerar en este movimiento es que el valor « K » no es constante sino que sufre grandes variaciones en función del potencial matrónico del suelo. Esto quiere decir que a igualdad de gradiente hidráulico, la velocidad de flujo puede ser muy variable según el contenido hídrico del suelo.

Cuanto mayor es el espesor instantáneo de la lámina de agua, tanto mayor será la velocidad de infiltración. Cuanto mayor la temperatura del agua, tanto mayor la velocidad de disminución de la viscosidad y tensión superficial.

Cuanto más gruesa la textura, tanto mayor el porcentaje de macroporos y en consecuencia mayor la velocidad de infiltración. En suelos con grietas grandes la infiltración puede ser inicialmente alta. Sin embargo, la velocidad de infiltración bajará tan pronto como las grietas se llenen, luego se hinchan y la velocidad se puede reducir a un valor cercano a cero.

Con respecto al contenido hídrico del suelo, puede observarse que cuando éste está seco, al comienzo la velocidad de infiltración es grande, pero disminuye posteriormente tiendiendo a la estabilización (Fig. 16). Esta velocidad puede verse afectada cuando se forman costras en la superficie del suelo.

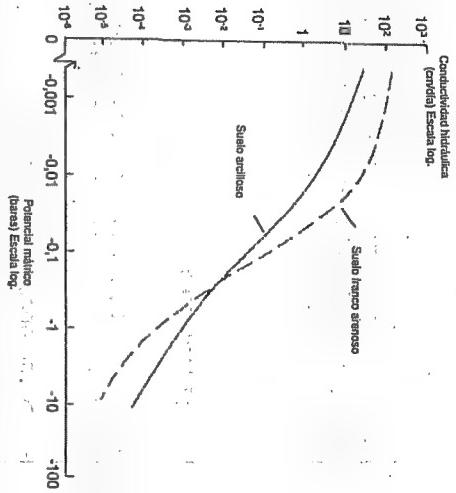


Figura 15. Relación entre la conductividad hidráulica y la succión mátrica para dos suelos de diferente textura.

La reducción en el valor de conductividad hidráulica que se produce entre saturación y capacidad de campo es del orden del 97,97%, mientras que entre capacidad de campo y punto de marchitez permanente es de 96,70%.

Este hecho explica por qué tradicionalmente se considera que cuando la succión es mayor que la capacidad de campo no existe movimiento descendente del agua. Si bien esto no es estrictamente real, la velocidad a la que se mueve el agua a esos valores de succión matrática (0,3-0,5 atm) es muy baja.

3.1.1 Infiltración

La velocidad de penetración del agua al suelo depende de los siguientes factores:

- Espesor de la lámina de agua
- Temperatura del agua y del suelo
- Textura del suelo
- Estructura
- Contenido hídrico del suelo

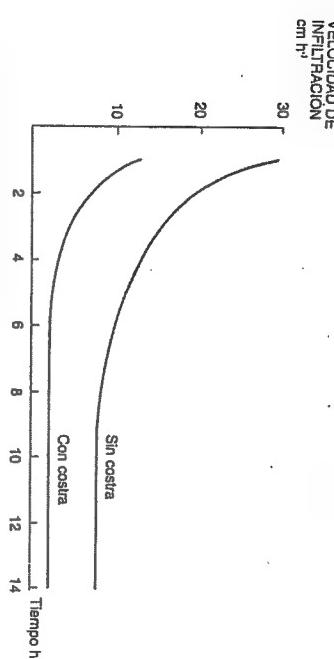


Figura 16. Velocidad de infiltración en función del tiempo para un suelo con y sin costra en superficie (adaptado de Hillel, 1972).

Se han propuesto varias ecuaciones para definir la velocidad de infiltración. Algunas como la Ley de Kostiakov y Phillips miden la infiltración acumulativa (I) en un tiempo dado (t) utilizando dos constantes que dependen del suelo.

$$I = a \cdot t^b$$

siendo su expresión logarítmica:

$$\log I = \log a + b \log t$$

donde t = tiempo

a, b = son parámetros que dependen del suelo y su condición física.

« a » = cantidad de agua que infiltra durante el intervalo inicial, por lo tanto depende de la estructura y de la condición del suelo en el momento en que se aplica el agua. « a » aumenta con el tamaño de los poros.

« b » = indica la forma en que la velocidad de infiltración se reduce en el

tiempo. Por lo tanto, depende de los cambios de estructura del suelo. Si los suelos tienen materiales expandentes tienden a sellar sus poros y volverse impermeables, entonces «b» disminuye.

En suelos que tienen estructura estable, «b» presenta valores mayores a 0,6 y pueden hasta aproximarse a 1,0 bajo condiciones en que predomina el flujo gravitacional.

3.1.2 Ascenso capilar

Este movimiento se produce a partir de freáticas. En algunos casos a partir de falsas napas o como consecuencia de alguna compactación o presencia de un horizonte fuertemente textural.

En suelos de textura fina se han llegado a registrar ascensos capilares de hasta 2 m, en texturas medianas de 1 y 1,2 m y en texturas gruesas de 0,40 m

El ascenso suele traer aparejado problemas de halomorfismo por el ascenso de sales con el agua.

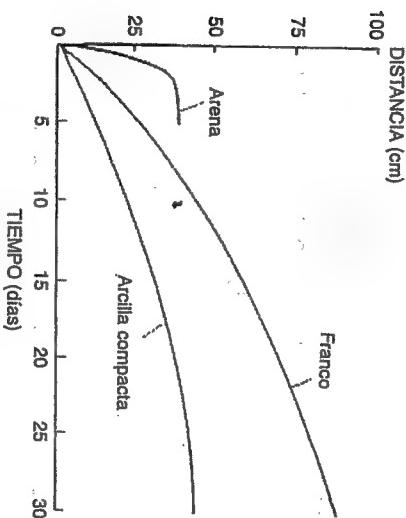


Figura 17. Ascenso capilar en materiales de distinta porosidad.

3.2 Movimiento en flujo saturado

En flujo saturado, al no haber interfase agua - aire las fuerzas capilares son nulas y el ém es cero.

El movimiento de agua en suelo a flujo saturado puede explicarse a través de la «Primera ley de flujo de la humedad» de Darcy que dice: «En un suelo saturado el agua se mueve en dirección de la disminución de presión hidráulica, con una velocidad directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica entre dos puntos y la conductividad del suelo al agua; e inversamente proporcional a la distancia entre los dos puntos».

En la Fig.18 se esquematiza el experimento que dio origen a la citada ley. Un medio filtrante homogéneo, de altura L y área transversal A, se percola con agua (u otro líquido incompresible). En las partes superior e inferior del filtro se han colocado tubos abiertos de manómetro. El líquido sube a h_2 y h_1 , sobre el plano de nivel seleccionado. La cantidad de agua Q que fluye hacia el interior del filtro, durante un intervalo dado, es igual a la cantidad que fluye hacia el exterior durante el mismo intervalo. Variando experimentalmente los diversos valores incluidos, se puede deducir la relación en esta forma:

$$V = \frac{Q}{A}$$

Q = Caudal: cantidad de agua en función del tiempo (cm³/h)

A = Área (cm²)

V = Velocidad de flujo (cm/h)

$$y \quad V = \frac{-K(h_2 - h_1)}{Z_2 - Z_1} = -Kh = -k \times i$$

donde:

K = conductividad hidráulica (cm/h)

h = gradiente hidráulico (cm)

L = distancia (cm)

$$i = \frac{h}{L} = \text{gradiente de potencial hídrico (adimensional)}$$

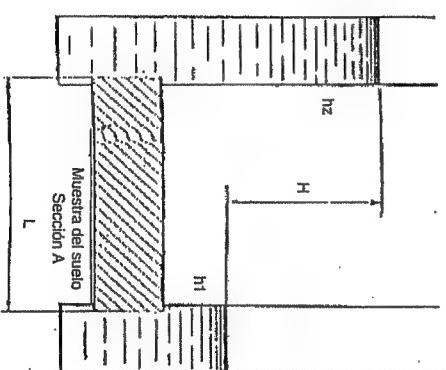


Figura 18. Diagrama esquemático del experimento de Darcy.

La constante de proporcionalidad K depende de las propiedades del fluido y del medio poroso homogéneo. El signo menos en la expresión indica que el flujo es en dirección opuesta a la de h creciente.

La conductividad hidráulica K está relacionada con la permeabilidad intrínseca del material sólido del suelo (k) y con la fluidez del agua que depende de la densidad del agua, la gravedad y la viscosidad (f)

$$K = k \times f$$

k = permeabilidad intrínseca

f = fluidez (depende del líquido)

En condiciones de saturación la **gravedad** es la fuerza directriz del movimiento, y los suelos más conductores son aquellos que poseen una proporción de poros grandes mientras que los menos conductores son los que presentan una mayor proporción de microporos.

Tipos de conductividad	
Lenta (suelo arcilloso)	1,25-5 mm/hora
Moderada (suelo franco)	5-127 mm/hora
Rápida (suelo arenoso)	127-254 mm/hora

3.3 Movimiento en fase de vapor

El vapor en el suelo se mueve fundamentalmente mediante el proceso de difusión, aunque en algunas ocasiones, cuando el viento induce un movimiento en masa del volumen de aire sobre la superficie del suelo, puede mezclarse el vapor de agua en los primeros centímetros del suelo, moviéndose como flujo masal.

$$q_v = -D_w \cdot P_v / x$$

q_v = densidad de flujo

D_w = coeficiente de difusión de vapor de agua

P_v / x = gradiente de presión de vapor.

El coeficiente de difusión de vapor de agua en el suelo es menor que en la atmósfera, debido a un volumen de aire restringido y la tortuosidad de los poros.

Las condiciones de temperatura también influyen generando gradientes

de presión de vapor semejantes al efecto de potenciales mátricos con cambios térmicos de tan sólo un grado. Este último efecto es el mayor responsable de transferencias de vapor en suelos de zonas con mayor temperatura a zonas de menor temperatura, generando flujos descendentes durante el día y ascendentes durante la noche.

El movimiento de agua en forma líquida determina el movimiento de solutos, no así el movimiento en fase de vapor. Si se analiza el movimiento de agua por monitoreo de sales, deben separarse ambos mecanismos (flujo líquido y flujo de vapor).

Se observa que los movimientos en fase de vapor en suelos son mayores que las estimaciones a través de las ecuaciones de difusión. Parecería imposible separar estos procesos (flujo líquido y flujo de vapor); produciéndose una secuencia compleja de movimientos en el estado líquido y en el estado de vapor.

Se asume comúnmente que el flujo líquido es el que domina en movimientos de agua en suelos (condiciones cercanas a las isotérmicas), la contracción del movimiento en fase vapor es casi nula en la región de las raíces, donde las fluctuaciones de temperaturas diurnas son suaves.

Alguna de las **conclusiones prácticas** de lo visto en relación al movimiento del agua en el suelo son las siguientes:

1) El agua se mueve a velocidades importantes en fase líquida a flujo saturado y a flujo no saturado, cuando la succión mátrica es menor a 0,1 - 0,3 atm.

2) La situación anterior se alcanza después de una lluvia o riego y determina un movimiento descendente del agua. También se observa en condiciones de una capa freática cercana y, en dicho caso, puede ser un aporte importante tanto para los cultivos como para la evaporación superficial.

3) En condiciones de capacidad de campo o contenidos hídricos menores, el agua del suelo en fase líquida se mueve muy lentamente y su movimiento no representa un aporte cuantitativamente importante, ni para los vegetales, ni como pérdida por evaporación superficial.

4) Las pérdidas de agua de un suelo desnudo sin capa freática cercana a la superficie se producen por movimiento en fase gaseosa desde el lugar donde se evapora hasta la superficie y de allí a la atmósfera. La cantidad total de agua que se pierde depende primordialmente del volumen y continuidad de macroporos llenos de aire que permiten el acceso fácil hasta la superficie.

4. Relación agua-suelo-planta-atmósfera

Las raíces de la mayoría de las plantas toman el agua de la zona insaturada ya que para respirar requieren un adecuado suministro de oxígeno del aire del suelo.

Se puede considerar el conjunto suelo-planta-atmósfera como un sistema físico uniforme en el que varios procesos de flujo ocurren independientemente como estabones de una cadena.

Este sistema uniforme se ha denominado C.S.P.A. significando Continuo Suelo Planta Atmósfera (Hillel, 1990) y en él, el flujo de agua se hace desde sitios con alta energía potencial a otros con baja, con el concepto de potencial agua igualmente válido y aplicable tanto en suelo, planta y atmósfera.

Para caracterizar físicamente este sistema, es necesario evaluar el potencial energético del agua y su cambio con la distancia y tiempo a lo largo del camino que recorre. Las diferencias de potencial en las distintas partes del sistema son proporcionales a la resistencia al flujo. Esta resistencia generalmente es mayor en el suelo que en la planta y aún superior en la transmisión de las hojas a la atmósfera donde el agua cambia su estado de líquido a vapor y debe salir por difusión (proceso lento).

La diferencia de potencial total entre el suelo y la atmósfera puede ser de cientos de bares y en climas áridos puede exceder los 1000 bares.

De este total, la caída de potencial entre el suelo y la planta es generalmente del orden de varios bares a decenas de bares, de modo que la mayor diferencia de potencial en el sistema C.P.S.A. sucede entre las hojas y la atmósfera.

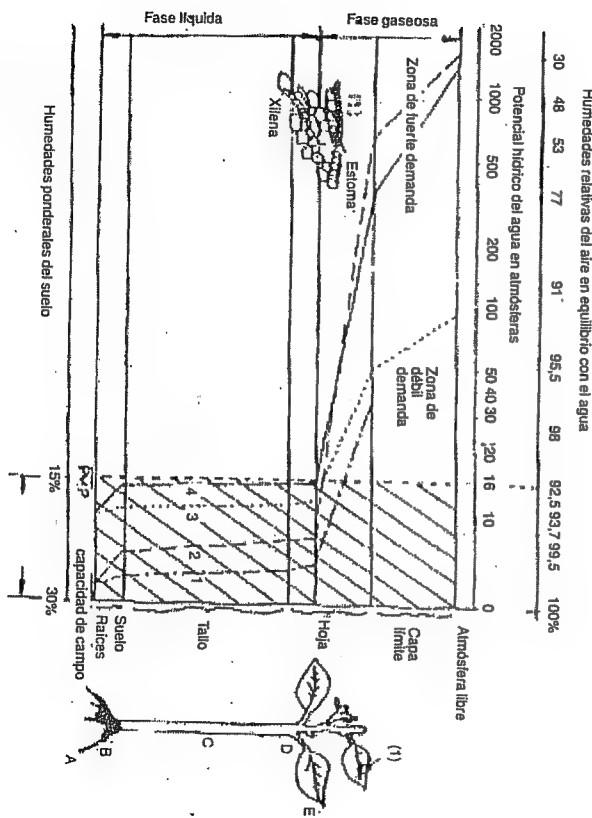


Figura 19. Distribución de los potenciales de agua en el sistema C.S.P.A. (adaptado de Hillel, 1972).

La curva N°1 es para un valor bajo de succión en el suelo (A-B) y también en la superficie de la raíz (B) - tallo (C). En las células del mesófilo (D-E), la succión de agua (potencial negativo) está por debajo del valor crítico con el cual las hojas pierden su turgencia, de aquí que la planta pueda transportar agua sin marchitarse. (E) representa la cavidad subestomática. En la curva N°2 la succión del agua en el suelo es igualmente baja pero la velocidad de transpiración y la succión de agua en el mesófilo alcanza el valor crítico de marchitamiento (20 bares).

La curva N°3 es para el caso en que la succión de agua en el suelo es relativamente alta, pero la velocidad de transpiración es baja.

Finalmente la N° 4 indica la condición extrema en que la succión de agua del suelo y la velocidad de transpiración son altos, la succión de agua por la hoja excede el valor crítico y la planta se marchita.

Balance de agua en el suelo

En este capítulo se ha enfocado el agua del suelo considerando fundamentalmente la capacidad de almacenaje y de movimiento del agua en el suelo en virtud de sus propiedades. Para tener una visión más completa del sistema se debería analizar la absorción de agua por los cultivos (figura 20). Así como sorprende la magnitud obtenida con el cálculo de la cantidad de agua que puede almacenar un suelo, igualmente llama la atención la cantidad que puede evapotranspirar un cultivo. Esto explica la importancia del conocimiento del manejo del recurso agua desde el punto de vista edafológico, tendiendo a optimizar las entradas y disminuir las pérdidas por evaporación o escorrentía para maximizar la absorción por los cultivos preservando el recurso suelo.

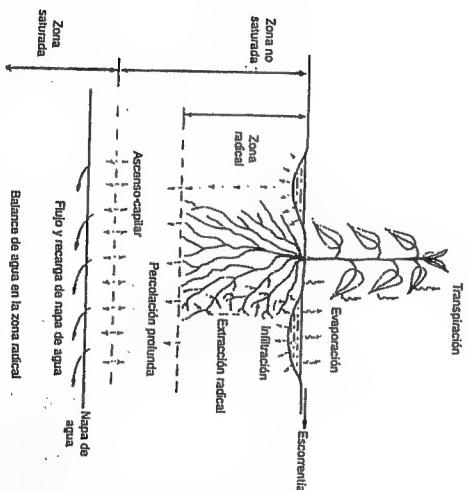


Figura 20. Balance hídrico para un cultivo.

El conocimiento de la humedad del suelo permite hacer consideraciones sobre el cálculo de riego total o complementario para un adecuado crecimiento vegetal en función de la demanda del cultivo. Un balance realista de la disponibilidad de agua en la zona radical implica el manejo de gran parte de los ítems mencionados en este capítulo y constituye un aporte fundamental para la integración de la información explicativa y predictiva de las posibilidades de un cultivo en un determinado ecosistema.

Ciclos

Biogeoquímicos de elementos

Nitrógeno del suelo

Fósforo

Potasio del suelo

Azufre

- Bibliografía de apoyo**
- BRADY, N.C.** 1990. *The nature and properties of soils*, 10ma ed. MacMillan Pub. Co., New York.
- GARDNER W.H.** 1986. *Methods of soil analysis. Part 1*. Ed.Klute, A.S.A.Inc.SSSA Inc.Madison Wisconsin.
- HILLEL, D.** 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic Press-New York.
- MAC LAREN, R.G., K.C.CAMERON.** 1994. *Soil Science*. Oxford Univ.Press.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO y C. RODRERO.** 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España.
- TAYLOR S.A., SHCROFT, G.L.** 1972. *Physical Edaphology*. Freeman San Francisco.

6

NITRÓGENO DEL SUELO

Temario

1. Introducción
2. Origen y formas del nitrógeno del suelo
 - 2.1 Nitrógeno orgánico.
 - 2.2 Nitrógeno inorgánico.
3. Ciclo del nitrógeno
 - 3.1 Ganancias de nitrógeno
 - 3.1.1 Fijación de nitrógeno atmosférico por microorganismos
 - 3.1.2 Aportes de nitrógeno inorgánico y sales arrastradas por las lluvias
 - 3.1.3 Por fertilización o aplicación de abonos orgánicos
 - 3.2 Pérdidas de nitrógeno
 - 3.2.1 Denitrificación biológica
 - 3.2.2 Volatilización de amoníaco
 - 3.2.3 Lixivación
 - 3.2.4 Extracción por cosechas
 - 3.2.5 Erosión
 4. Ciclo interno del nitrógeno (mineralización-inmovilización)
 - 4.1 Ammonificación
 - 4.2 Nitrificación
 - 4.3 Factores que afectan la mineralización
 5. Evaluación del nitrógeno del suelo
 6. Mecanismos de pérdida y contenido de nitrógeno en suelos argentinos

NITRÓGENO DEL SUELO

Ings. Agrs. R. Martha Palma y Andrea L. Segar

— OBJETIVOS

- Caracterizar las formas de nitrógeno en el suelo, su dinámica y disponibilidad.
- Estudiar las transformaciones producidas en el suelo y su interacción con el medio.

1. Introducción

El nitrógeno es la unidad clave de la molécula de proteína sobre la cual se basa la vida, siendo así un componente esencial del protoplasma de plantas, animales y microorganismos.

Es un importante constituyente de la atmósfera, presentando una gran dinámica de transformaciones en su complejo ciclo biogeoquímico.

El átomo de nitrógeno presenta diferentes estados de oxidación y en el pasaje entre ellos participan los organismos del suelo. La facilidad con que ocurren los cambios entre los estados de oxidación hace que diferentes formas inorgánicas puedan perderse fácilmente del ecosistema por lixiviación y/o volatilización. Esta dinámica a menudo limita la producción de los cultivos. Sus formas solubles y gaseosas pueden causar contaminación ambiental.

Sus principales roles del N en la nutrición de las plantas son:

- Componente de la molécula de clorofila
- Componente de aminoácidos, unidad estructural de las proteínas
- Esencial para la utilización de carbohidratos
- Componente de las moléculas de enzimas, vitaminas y hormonas
- Estimula el desarrollo y actividad radicular

Las deficiencias de nitrógeno se pueden presentar en todo tipo de suelo, manifestándose en los vegetales por la aparición de color amarillo en las hojas más viejas o colores amarillo-verdosos con tendencia a la caída de las mismas.

2. Origen y formas de nitrógeno del suelo

La fuente principal de nitrógeno para el suelo es la atmósfera, donde este gas es predominante (79,08% en volumen). El nitrógeno atmosférico es un gas diatómico (N_2) muy inerte debido a la alta energía de enlace, superior a la que presenta el C en sus compuestos.

La mayor parte del nitrógeno en el suelo se halla formando compuesto orgánicos, quedando disponible para las plantas a través del proceso de mineralización en el cual participan activamente los organismos.

Las reservas de nitrógeno están constituidas por la materia orgánica de descomposición rápida en medios biológicamente activos y por los compuestos húmicos de mineralización más lenta. Sólo una pequeña fracción se encuentra en combinaciones inorgánicas como NH_4^+ y NO_3^- .

Dichas formas son las aprovechables por los vegetales adquiriendo mayor importancia los nitratos.

Los nitratos pueden ser lavados por las aguas de lluvia o riego, constituyéndose en un riesgo de contaminación de aguas subterráneas.

En cambio, la forma catiónica (NH_4^+) en gran parte, puede ser retenida por los coloides del suelo en tanto no sea oxidada a nitratos.

2.1 Nitrógeno orgánico

El nitrógeno orgánico representa comúnmente, entre el 85 y 95% del nitrógeno total. Esta fracción está compuesta por 20-40% de aminoácidos, 5-10% de aminoazúcares y 1-2% de bases púricas y pirimidínicas. Las restantes formas son difíciles de identificar e integran heterociclos de las moléculas húmicas, las cuales se degradan lentamente.

Las reservas mineralizables en un plazo relativamente corto están constituidas por la materia orgánica fresca, fácilmente descomponible y las fracciones más lábiles del humus, humina microbiana, biomasa muerta y cadenas peptídicas unidas a los núcleos aromáticos.

La biomasa microbiana contiene (en promedio) del 4 al 8% del nitrógeno total de un suelo, constituye la fracción lábil de la materia orgánica y es la fuente principal para la disponibilidad de nutrientes.

2.2 Nitrógeno inorgánico

Es la fracción realmente disponible para las plantas y su contenido generalmente es menor al 10% del nitrógeno total.

El NO_3^- , es la principal forma de absorción por las plantas. El NH_4^+ es

absorbido preferencialmente por los microorganismos y por algunos vegetales como arroz y azaleas. El NH_4^+ intercambiable no supera el 2% del nitrógeno total. En la actualidad se sabe que muchos suelos pueden contener cantidades apreciables de NH_4^+ fijado (no intercambiable), especialmente en los horizontes inferiores. Este mecanismo podrá retener cantidades importantes de NH_4^+ aportado por la fertilización, pudiendo quedar disponible en períodos de tiempo más prolongado.

3. Ciclo del nitrógeno

Las interacciones entre las diferentes formas de nitrógeno en el suelo, los organismos y la atmósfera constituyen el ciclo global.

El ciclo del nitrógeno comprende diversas transformaciones que involucran formas orgánicas, inorgánicas (algunas volátiles) que ocurren en forma simultánea y muchas de ellas en sentido opuesto.

La conversión de N_2 (gas) a formas combinadas se produce a través de la fijación biológica, mientras que las formas orgánicas son convertidas a NH_4^+ o NO_3^- por el proceso de mineralización y el nitrato puede volver a la atmósfera por denitrificación.

La base de las transformaciones biológicas del nitrógeno radica en las reacciones de oxidación y reducción que involucran una secuencia de eventos, algunos de los cuales tienen lugar en las células de los microorganismos y otros en los tejidos de las plantas superiores incluyendo como intermediario, formas gaseosas, minerales y orgánicas en diferentes estados de oxidación y reducción.

No todas las transformaciones de nitrógeno en el suelo son mediadas por microorganismos. El NH_3 y el NO_2^- producidos por la descomposición microbiana de materiales orgánicos nitrogenados son capaces de intervenir en reacciones químicas con sustancias orgánicas, en algunos casos evolucionan principalmente a formas de nitrógeno gaseosas. A través de la asociación de materiales húmicos con el mineral se forman complejos órgano-minerales y de esta forma los compuestos nitrogenados son protegidos del ataque de los microorganismos.

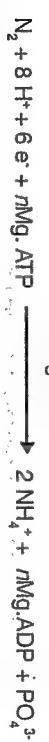
3.1 Ganancias de nitrógeno

3.1.1 Fijación del nitrógeno atmosférico por los microorganismos

En la naturaleza hay un grupo de microorganismos procariotas (diversos grupos de bacterias, incluyendo cianobacterias) capaces de reducir el nitrógeno molecular (N_2) a NH_3 e incorporarlo a su metabolismo para producir aminoácidos y sintetizar proteínas. Estos microorganismos pueden tener vida libre; **fijadores libres** (heterótrofos o fotosintéticos), o bien pueden asociarse con los vegetales: **simbiontes**.

La reducción de nitrógeno molecular, llamado **fijación biológica de nitrógeno** es un proceso enzimático que se lleva a cabo con la participación de la enzima nitrogenasa y junto con la fotosíntesis y la respiración son considerados los más importantes procesos bioquímicos.

La síntesis de la nitrogenasa es inducida en la bacteria bajo condiciones favorables dentro del nódulo, donde la presión parcial de O_2 es baja. Este efecto se produce por la presencia de leghemoglobina (dando un color rojo característico al nódulo que fija nitrógeno) ya que debido a la afinidad por el O_2 es capaz de transferirlo para la respiración de los bacteroides, regulando la concentración de O_2 en el medio para favorecer la actividad de la enzima. La fijación biológica responde a la siguiente reacción:

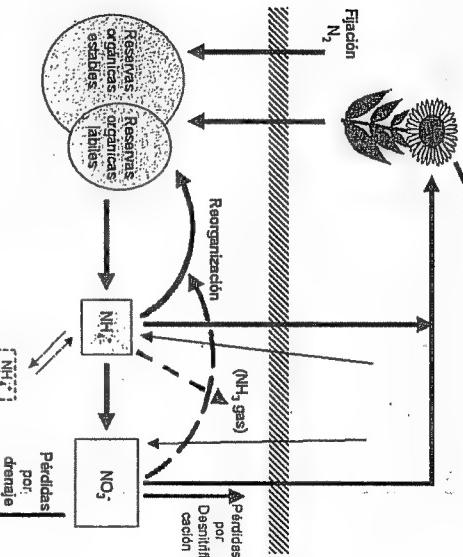


En esta reacción hay un elevado consumo de energía, ya que se necesitan 16 ATP para reducir 1 mol de nitrógeno. Los requisitos para que ésta se lleve a cabo son:

- Un medio reductor con bajo potencial redox
- Presencia de ATP
- Baja presión parcial de O_2 en el sitio que actúa la nitrogenasa

Fijación simbiótica

La simbiosis es la asociación de dos organismos que se benefician mutuamente. La invasión de las raíces de la planta huésped por microorganismos (endófitos) culmina en la formación de nódulos, en los cuales los fotosintetatos son suministrados por el vegetal al endófito y éste sintetiza aminoácidos y otros compuestos nitrogenados (formados por la reducción de N_2) que quedan disponibles para el huésped. Para que el nódulo se forme es necesario

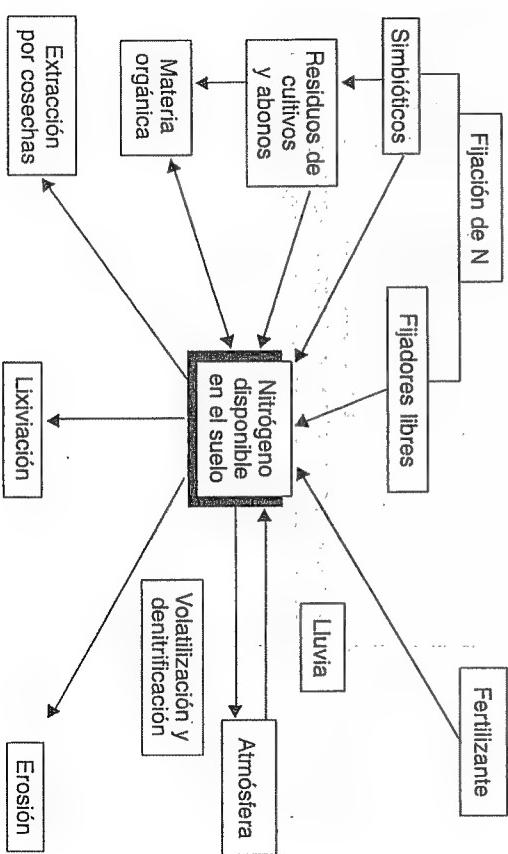


Ciclo global del nitrógeno
(Duchaufur, 1987).

Las **ganancias** de nitrógeno en el suelo son: a) fijación del nitrógeno atmosférico por los microorganismos, b) aportes de nitrógeno inorgánico y sales arrastradas por las lluvias y c) por fertilización o aplicación de abonos orgánicos.

Las **pérdidas** son: a) denitrificación biológica, b) volatilización de NH_3 , c) lixiviación, d) extracción por cosechas y e) erosión.

Estas ganancias y pérdidas pueden esquematizarse:



que la bacteria este presente en el suelo o sea introducida a través de la inoculación y se multiplique en la rizosfera.

Varias especies de leguminosas son infectadas por bacterias en forma de bastones, Gram negativas del género *Rhizobium* y *Bradyrhizobium*.

Características del proceso:

- Muy específico
- Requiere gran cantidad de energía, la planta debe ser vigorosa.
- La eficiencia de la fijación está relacionada con la leghemoglobina
- Requiere calcio y fósforo en los suelos, con cantidades adecuadas de microelementos.
- Temperatura óptima: 18-22°C, pH óptimo: 5-6.
- Altas concentraciones de nitratos, nitritos, amonio y urea restringen la nodulación.

En condiciones de alta disponibilidad de nitrógeno, no nodulan o detienen la fijación si ya están noduladas.

Otra forma de fijación simbiótica es la que ocurre con el género *Azospirillum* y las raíces de los cereales, llamada simbiosis asociativa.

Es conocida la capacidad que las bacterias del género *Azospirillum* tienen para fijar nitrógeno y su relativa abundancia en suelos de regiones tropicales. Estas bacterias infectan raíces de gramíneas (maíz, sorgo, trigo y otros), proliferando en espacios inter e intracelulares, principalmente en el protoxilema. La fijación de nitrógeno ocurre principalmente en el interior de las raíces. Fue demostrada la especificidad entre el huésped y el microorganismo en esta asociación (Baldani y Dobereiner, 1980). Es necesaria la selección de cepas y todavía falta mucho para definir condiciones y bacterias apropiadas para cada situación.

Fijadores libres

La rizosfera crea un ambiente favorable para los microorganismos fijadores libres. En este proceso participan bacterias, cianobacterias y unos pocos actinomicetes.

- Aerobias: *Azotobacter*, *Beijerinckia*.
- Facultativas anaeróbicas: *Bacillus*.
- Anaeróbicas obligadas: *Clostridium*.

Cianobacterias - Aerobios fotosintetizadores: *Nostoc*, *Anabaena*, *Tolyphothrix*.

El grupo Azotobacter es el más intensamente estudiado. La eficiencia, medida como nitrógeno fijado por unidad de azúcar degradada, frecuentemente es muy baja de 5-20 mg de nitrógeno fijado por gramo de azúcar oxidado. Las especies del género *Beijerinckia* sólo crecen bien en condiciones ácidas y algunas veces se desarrollan en un pH tan bajo como 3.

Los anaerobios dominantes que utilizan nitrógeno son miembros del género *Clostridium*, proliferan cuando se adiciona materia orgánica y frecuentemente son abundantes alrededor de las raíces de las plantas. Se encuentran en sitios con pH 5 y son capaces de crecer hasta pH 9. La eficiencia es baja, asimilando 2-10 mg de nitrógeno por gramo de carbohidrato consumido.

Las Cianobacterias son comunes en campos bien drenados predominando en suelos inundados. La fijación es menos eficiente que Azotobacter y Clostridium.

Condiciones favorables:

- Temperatura: 15-35 °C.
- pH: 5-9. (*Beijerinckia* puede actuar a pH 3).
- Adecuadas cantidades de nutrientes, especialmente fósforo y molibdeno.
- Humedad adecuada.
- Mínima presencia de compuestos nitrogenados.
- Presencia de fuentes de energía e hidratos de carbono.

La cantidad de nitrógeno fijado por los organismos simbiontes es mayor que la de los fijadores libres. Siendo de 100-200 kg ha⁻¹ para los primeros y 20-30 kg ha⁻¹ para los segundos. Esta diferencia se debe a la energía disponible como carbohidratos que ceden las plantas superiores a los microorganismos y al medio más reductor que originan los nódulos en las raíces.

3.1.2 Aportes de nitrógeno inorgánico y sales arrastradas por las lluvias

Además, del nitrógeno liberado a la atmósfera como N₂ y N₂O proveniente de la denitrificación y NH₃ de la volatilización, este elemento ingresa a la atmósfera como NO y NO₂ derivado de la combustión de petróleo y sus derivados, de la quema de biomasa vegetal y por descargas eléctricas. El polvo atmosférico puede contener NO₃⁻, NH₄⁺ como también nitrógeno orgánico.

El nitrógeno de la atmósfera puede retornar al suelo de varias formas. Los óxidos de nitrógeno (NO_x) reaccionan con los radicales OH⁻ libres para formar ácido nítrico, constituyendo las "lluvias ácidas". El NH₃ en parte, puede

ser absorbido por el vegetal a través de sus estomas, mientras que el remanente es disuelto en agua de lluvia o puede formar sales tales como $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Estas sales pueden depositarse sobre el suelo o la superficie de las plantas por deposición seca.

En promedio, el total de nitrógeno que puede llegar al suelo desde la atmósfera es de $5\text{--}60 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, o aún más, dependiendo de la polución ambiental. Actualmente, se estima que el mayor aporte proviene de los gases industriales a los que se suman los compuestos volátiles provenientes del mismo suelo. Estas cantidades, para los suelos agrícolas, son pequeñas si se las compara con otras entradas al ciclo de este elemento.

3.1.3 Por fertilización o aplicación de abonos orgánicos

Como resultado de la fertilización nitrogenada, este nutriente en la solución del suelo, se localiza en las zonas donde el fertilizante ha sido aplicado. Los iones NH_4^+ y NO_3^- provenientes de fertilizantes actúan igual que los derivados de la descomposición de los residuos orgánicos por los microorganismos, y su concentración en zonas localizadas tiende a acidificar el suelo, como también a favorecer procesos como la denitrificación o la volatilización. Este último se magnifica en suelos con pH por encima de 7.

3.2 Pérdidas de nitrógeno

3.2.1 Denitrificación biológica

La desminutación es un proceso de reducción bioquímico a través del cual el NO_3^- es devuelto del suelo a la atmósfera como óxido de dinitrógeno (N_2O) y nitrógeno molecular (N_2). Este proceso es llevado a cabo por microorganismos anaerobios facultativos, fundamentalmente pertenecientes a los géneros *Bacillus* y *Pseudomonas*. El nitrógeno como NO_3^- con valencia 5 es reducido a nitrógeno elemental (valencia 0), de la siguiente manera:



Se producen sólo trazas de monóxido de nitrógeno, siendo los principales productos óxido de dinitrógeno y nitrógeno elemental.

Las condiciones favorables son:

- El pH del suelo: neutro a ligeramente alcalino
 - 25 °C de temperatura
 - Condiciones anaerobias o de limitada disponibilidad de oxígeno
 - Presencia de sustratos carbonados y nitratos

Las pérdidas pueden ser considerables en suelos agrícolas especialmente en aquellos que exhiben un mosaico de zonas aerobias y anaerobias y están bien provistos de carbono disponible y NO_3^- . Los valores medidos presentan alta variabilidad temporal y espacial, pudiendo llegar a detectarse perdidas de 0,1-0,2 kg N ha^{-1} d^{-1} en cortos períodos de tiempo.

La volatilización se produce fundamentalmente cuando fertilizantes amoniacales o abonos orgánicos se adicionan al suelo. El principal fertilizante que sufre estas pérdidas es la urea, cuya hidrólisis es catalizada por la enzima ureasa; obteniéndose NH_3 como producto final de una serie de reacciones:



La solución de NH_4OH es inestable, particularmente a elevadas temperaturas, liberando NH_3 , según la siguiente ecuación:

La volatilización de amonio en suelos con pH > 7 o menor, resulta escasa, pero si el suelo es alcalino, con baja capacidad de cambio o sufre un desecamiento rápido, pueden ocurrir pérdidas del 20 al 30% del amonio aplicado.

El nitrógeno en forma de NO_3^- es muy vulnerable a la lixiviación. Los NO_3^- se concentran principalmente en los primeros 20-25 cm del suelo, donde son originados como producto final de la descomposición de la materia orgánica o por fertilización. La concentración de este anión fluctúa muy marcadamente debido a la interacción con la temperatura, pH, humedad, aireación y con todos aquellos factores que tengan efecto sobre la mineralización.

3.2.3. Lixiviación

En la mayoría de los cultivos el nitrógeno es extraído por la cosecha, excepto bajo pastura donde un 85% retorna al suelo por excreta animal. Mejor adecuadamente los rastrojos es importante ya que, por ejemplo, 4.000 kg ha⁻¹ de rastrojo de trigo retienen 20-25 kg de nitrógeno.

3.2.4 Extracción por cosechas

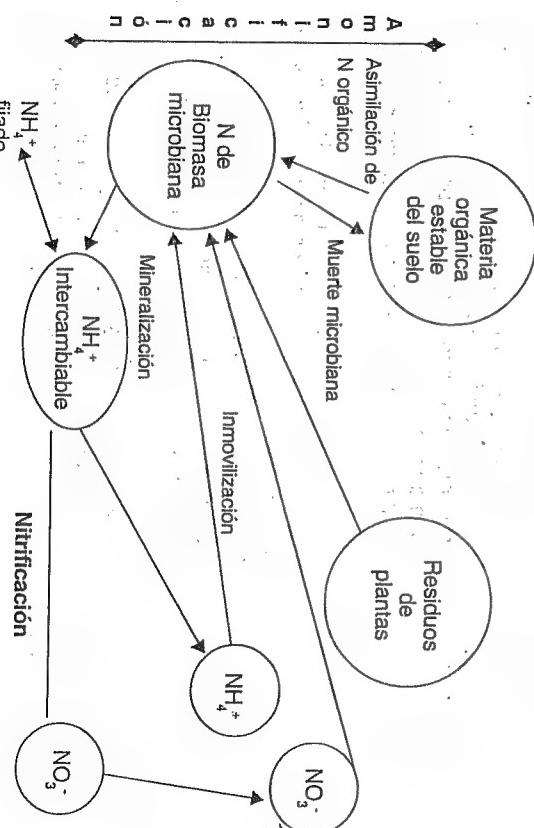
4. Ciclo interno del nitrógeno en el suelo

Se puede diferenciar el ciclo global del nitrógeno del ciclo que se lleva a cabo en el suelo al que se llama **ciclo interno de nitrógeno**, pero ambos comparten procesos. El rasgo distintivo del ciclo interno son los cambios biológicos que se producen a través de los procesos de mineralización e inmovilización, que puede esquematizarse:



La mineralización consiste de todos los procesos por los cuales el nitrógeno orgánico es transformado en NH_4^+ -N, como resultado de la actividad de la fauna, mesofauna y microflora del suelo. Este proceso involucra una serie de reacciones en las cuales se ven involucrados microorganismos heterótrofos.

En oposición, los procesos de inmovilización son la conversión del nitrógeno inorgánico (NH_4^+ - NO_3^- - NO_2^-) a formas orgánicas debido a reacciones asociadas principalmente con el crecimiento y metabolismo microbiano. Este proceso ocurre ya que los microorganismos degradan los residuos orgánicos y, entonces, utilizan el nitrógeno inorgánico y lo convierten en formas orgánicas constitutivas de sus tejidos, quedando así el nitrógeno inmovilizado. Cuando estos organismos mueren, parte del nitrógeno puede pasar a formar parte del humus o bien



Nitrógeno del suelo
La clave del conocimiento de las relaciones entre ambos procesos está en reconocer la conexión entre el metabolismo del carbono y el nitrógeno, y sus cambios a través de la descomposición del «pool» de biomasa del suelo.

La mineralización de nitrógeno a formas solubles es un proceso que se cumple en dos etapas. Primero, grupos muy variados de microorganismos del suelo hidrolizan las proteínas y aminoácidos de la fracción orgánica del suelo para producir amonio (**Amonificación**). El amonio es oxidado con la participación de microorganismos específicos a nitróxido y luego a nitrato (**Nitrificación**).

4.1.1 Amonificación

La amonificación es el proceso mediante el cual los compuestos nitrogenados de los tejidos de los organismos se descomponen y producen como producto final amonio, según la siguiente reacción:



Esta es una reacción alcalina y está influenciada por la temperatura, humedad, pH y aireación del ambiente.

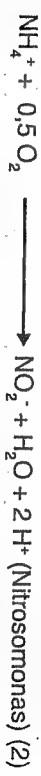
Una amplia gama de bacterias, hongos y actinomicetes pueden liberar amonio de los compuestos nitrogenados en condiciones aeróbicas y anaeróbicas. Las bacterias liberan más que los hongos, ya que éstos necesitan asimilar más nitrógeno para la síntesis celular. La amonificación no requiere microorganismos especializados.

Las enzimas extracelulares, proteasa especialmente, descomponen las moléculas nitrogenadas complejas. Los ácidos nucleicos se descomponen por la acción de las nucleasas, liberando los mononucleótidos, bases nitrogenadas púricas y pirimidínicas, ácidos orgánicos y azúcares. A partir de las proteínas se liberan los polipéptidos y los aminoácidos.

Los mecanismos más comunes para la degradación inicial de los aminoácidos son: la desaminación, que consigue la remoción del amoníaco, y la des-carboxilación mediante la cual el grupo carboxilo es separado.

4.1.2 Nitrificación

La nitrificación es la oxidación de NH_4^+ a NO_3^- . Las reacciones de oxidación mediante las cuales las bacterias llevan a cabo la nitrificación son:



Esta oxidación ocurre, como mínimo en dos etapas:



La última fase de la transformación culmina con la oxidación a nitratos:



Estas reacciones producen dos iones hidrógeno por cada mol de amonio oxidado. El efecto de las ecuaciones (1) y (2) es la producción neta de un mol de hidrógeno por cada mol de nitrato formado durante la mineralización.

Los microorganismos nitrificantes son de gran importancia por su capacidad para producir nitratos, que es la principal fuente de nitrógeno asimilado por las plantas superiores. Los nitratos producidos pueden ser absorbidos por las plantas, pueden exportarse con las cosechas, pueden lixiviarse hacia profundidades lejos del alcance de las raíces pudiendo contaminar ríos o arroyo, o bien ser absorbidos por otros microorganismos.

La nitrificación puede ser llevada a cabo por microorganismos heterótrofos como por microorganismos quimioautotróficos, aunque es más importante la participación de este último grupo.

Dentro del grupo de microorganismos nitrificantes están las bacterias quimioautótrofas Gram negativas que pertenecen a la familia Nitrobacteriaceae:

Oxidan de NH_3 a NO_2^- (Nitritadoras):

- *Nitrosomonas* sp.
- *Nitrospira* sp.
- *Nitrococcus* sp.
- *Nitrosobacillus* sp.

Oxidan de NO_2^- a NO_3^- (Nitratadoras):

- *Nitrobacter* sp.

La nitrificación es llevada a cabo entre 5 y 40°C, su óptimo se considera 25°C en condiciones de zona templada y de 35°C en condiciones de clima tropical, pudiendo realizarse por debajo de los 5°C, lo que podría explicar las pérdidas de nitrógeno por lixiviación, de las regiones frías y húmedas. No hay organismos nitrificadores termófilos. Por lo general, este proceso es más afectado por las altas temperaturas que la ammonificación, de ahí que el amonio se pueda acumular más en los suelos de climas tropicales.

En medio ácido, la producción de NO_3^- disminuye por la menor actividad

de las bacterias activas, sobre todo de las heterótrofas. La reacción neutra o alcalina del suelo favorece la nitrificación, ya que el óptimo para *Nitrobacter* sp. oscila entre 6,6 y 7,4; la producción de NO_2^- por *Nitrosomonas* sp. disminuye en forma rápida a medida que decrece el pH del valor 7,4.

Los niveles de oxígeno y el contenido de humedad del suelo pueden actuar sobre la nitrificación. Esta reacción se realiza en condiciones aeróbicas, por lo tanto en el medio debe haber oxígeno libre. En estas condiciones la transformación de NH_4^+ a NO_2^- , por esta razón no es frecuente que el NO_2^- se acumule en el suelo en condiciones normales. Con respecto al contenido de humedad, el nivel óptimo está alrededor del 60% de la máxima capacidad de retención hídrica del suelo, y la nitrificación se restringe a medida que disminuye la aéreacción.

4.1.3 Factores que afectan la mineralización

La mineralización en el suelo se ve afectada por factores tales como: pH, temperatura, aireación, humedad, presencia o adición de materiales orgánicos.

Los valores de pH que favorecen la mineralización de nitrógeno son los cercanos a la neutralidad. Sin embargo, hay que tener en cuenta que a valores de pH próximos o superiores a 7 hay tendencia a la volatilización en forma de amoníaco, de manera especial si el contenido de calcio es alto, por lo cual, a pesar de que se favorezca la mineralización en estas condiciones es posible que no aumente la disponibilidad de nitrógeno para las plantas.

La temperatura afecta la tasa de mineralización de nitrógeno del suelo, ya que los diferentes pasos en las transformaciones de compuestos orgánicos de nitrógeno a nitrógeno amoniacal, son catalizados por enzimas sensibles a la temperatura. Aunque puede ocurrir mineralización aún a temperaturas cercanas a 2°C, la tasa aumenta al incrementar la temperatura hasta un óptimo cercano a los 40°C.

Con respecto a la humedad, las bacterias son más sensibles al exceso de humedad que a condiciones de suelo seco. La máxima producción de amoníaco coincide con tensiones de humedad próximas a cero, disminuyendo en condiciones de anegamiento por la asimilación microbiana de amoníaco.

La adición de materia orgánica puede producir en muchos casos, inmovilización de nitrógeno como consecuencia del aumento de la población microbiana.

Existen estudios que indican, que si los residuos orgánicos incorporados al suelo tienen menos de 1,5% de nitrógeno, o lo que es igual una relación C/N de 25 o mayor, se produce la inmovilización de nitrógeno, mientras que si el nitrógeno de estos residuos supera el 1,5% la mineralización es la reacción dominante.

5. Evaluación del nitrógeno del suelo

Los procedimientos usados en el laboratorio para realizar los análisis de suelo para nitrógeno pueden agruparse en tres categorías:

- a) Los procedimientos que determinan el nitrógeno total (método de Kjeldahl).

No proporciona demasiada información acerca de la disponibilidad inmediata de nitrógeno del suelo, debido al carácter dinámico de este elemento.

- b) Los métodos de incubación en los cuales se evalúa la mineralización. Puede utilizarse la técnica de Stanford (1972) que se basa en la obtención del nitrógeno potencialmente mineralizable (N_o), mediante sucesivas incubaciones del suelo a 35°C durante un período total de 30 semanas.

La determinación de nitrógeno de biomasa microbiana, es una medida confiable del nitrógeno potencialmente disponible del suelo. Si bien aún no hay una técnica totalmente ajustada para su determinación, muchas son las investigaciones que indican que es un índice muy sensible de la capacidad de suministro de nitrógeno en el suelo.

- c) La determinación de nitrógeno inorgánico, por ejemplo nitratos, en determinada época o estación del año. Debe tenerse en cuenta la variabilidad que presenta esta determinación, y las precauciones necesarias para el acondicionamiento de las muestras.

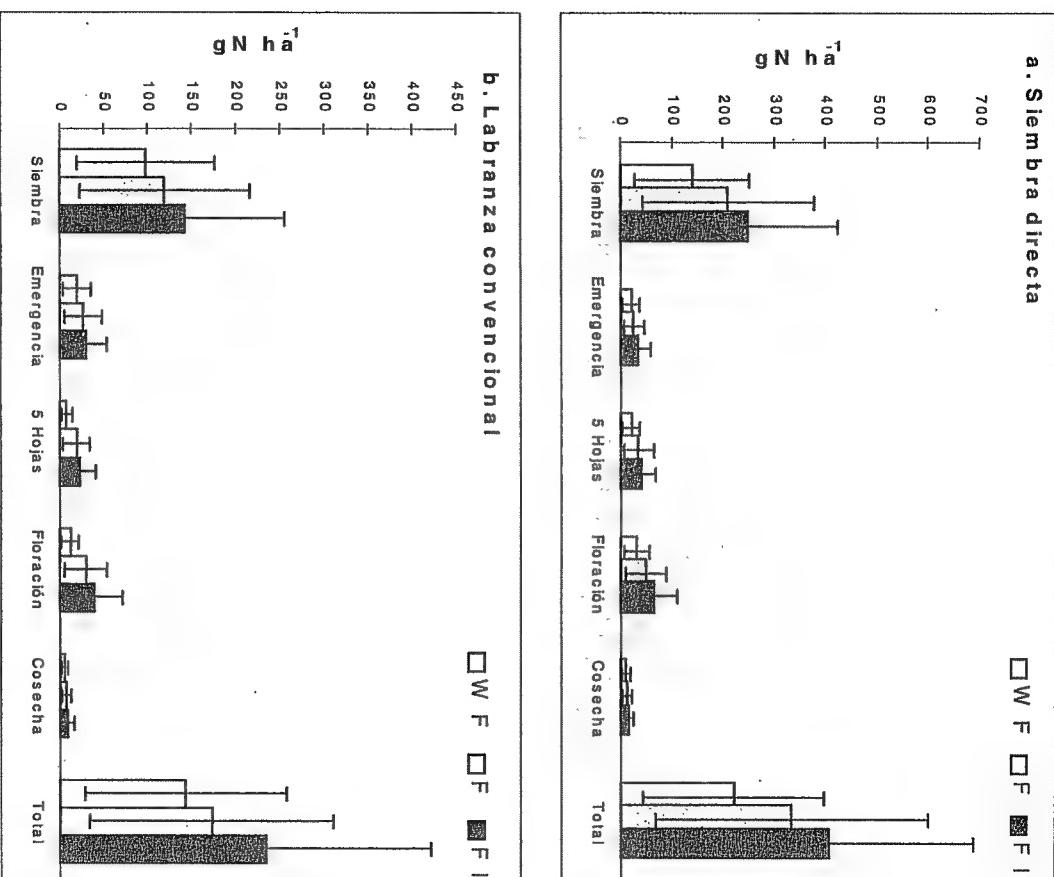
6. Mecanismos de pérdida y contenido de nitrógeno en suelos argentinos

6.1 Pérdidas por denitrificación y volatilización en suelos argentinos

En suelos arcilloso-silíceos de la provincia de Buenos Aires, se realizaron determinaciones de pérdidas por denitrificación, en un cultivo de maíz que recibió 60 kg N ha⁻¹ de urea con aplicación superficial e incorporada a 5 cm y el cultivo sin fertilizar. Si bien los valores obtenidos fueron muy bajos, se manifestaron diferencias significativas entre sistemas de labranza como se puede ver en las figuras.

Las mayores pérdidas se produjeron en siembra directa y fueron debidas a la mayor concentración de fuentes de carbono disponible y al nitrógeno adicionado por fertilización, sobre todo cuando la urea fue incorporada (Palma et al., 1997).

El mismo grupo de trabajo, realizó determinaciones de pérdidas por volatilización en el mismo suelo, los resultados pueden observarse en las siguientes figuras:



CT: labranza convencional, NT: siembra directa, F: fertilizado en superficie, IF: fertilizado en el mismo suelo, WF: sin fertilizar.

La eficiencia en el uso de urea se asocia con la localización de la misma en el suelo, dependiendo las pérdidas de la mayor o menor exposición del fertilizante a los agentes climáticos.

6.2 Contenido de nitrógeno en suelos argentinos

El contenido de nitrógeno total varía en estrecha relación con el contenido de materia orgánica de los suelos.

Suelos de zonas áridas: 0,02 - 0,05% Nt.

Suelos de zonas templadas: 0,1 - 0,25% Nt.
Turbas: 2,5% Nt.

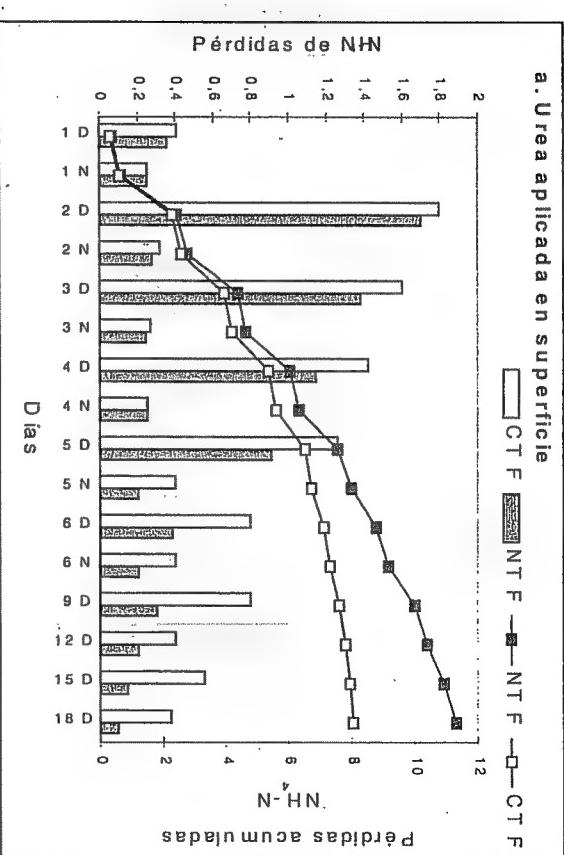
Valores más comunes en Pradera Pampeana: 0,15 - 0,30% Nt.

Serie Marcos Juárez	0,18%
Serie Santa Isabel	0,10%

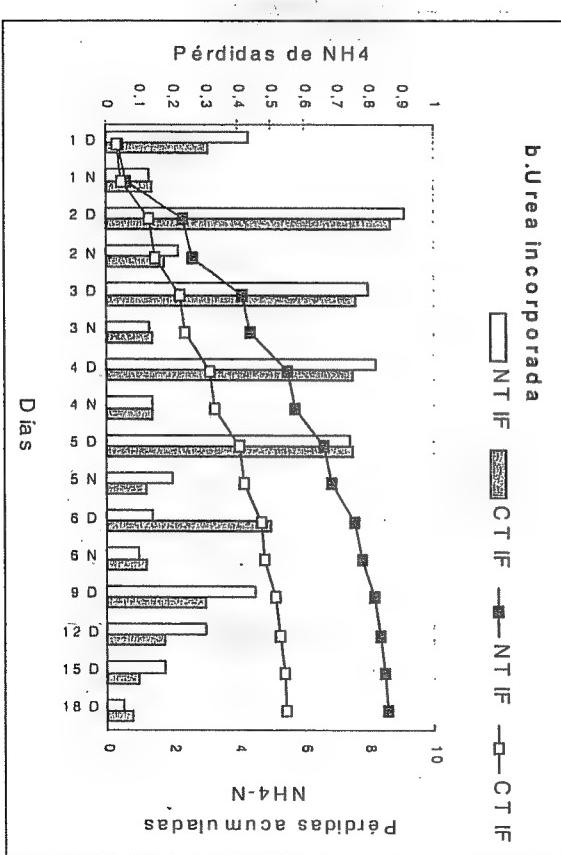
Serie Rojas	0,17%
Serie Pergamino	0,15%

Serie Arrecifes	0,18%
Serie Ramallo	0,23%

Serie Balcarce	0,30 - 0,50%
----------------	--------------



b. Urea incorporada
 ■ NT IF ■ CTF ■ □ NT IF ■ CTF IF



Bibliografía de apoyo

- ALEXANDER, M. 1977. Introduction to Soil Microbiology. Ed. Wiley, New York
- BURBANO ORUJELA, H. 1989. El suelo: Una visión sobre sus componentes biorgánicos. Serie Investigaciones Nro 1. Universidad de Narino, Pasto, Colombia.
- DARWICH, N. 1989. Manual de Fertilidad de Suelos. Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca, INTA, Enrichem Agrícola, pp: 147.
- DRURY ET AL. 1991. Availability of $\text{NH}_4^+\text{-N}$ to microorganisms and the soil internal N cycle. *Soil Biol. Biochem.* 23(2):165-169.
- DUCHAUCOUR, P. 1987. Manual de Edatología. Ed. Masson S.A., Barcelona
- EMBRAPA, 1988. A biología do solo na agricultura. Seropédica, R.J. Brasil
- FITZPATRICK, E. A. 1996. Introducción a la Ciencia de los Suelos. Ed. Trillas, México, Argentina, pp: 288.
- CT: labranza convencional, NT: siembra directa, IF: fertilizado e incorporado, f: fertilizado.

- PALMA, R.M., RIMOLLO, M.I., SAUBIDET, M.I. AND CONTI, M.E.** 1997. Influence of tillage system on denitrification in maize-cropped soils. *Biol. Fertil. Soils*, 25: 142-146.
- POWER, J.F.** 1992. Understanding the nutrient cycling process. *Journal of Soil and Water Conservation*, 44:16-23.
- STEVENSON, F.J.** 1986. Cycles of Soils. Ed. J. Wiley & Sons.
- WHITE, R.E.** 1997. Principles and Practice of Soil Science, 3ra Ed. Blackwell Sciente (ed.), Oxford, Inglaterra.
- WILSON, J.R.** 1987. Advances in nitrogen cycling in Agricultural Ecosystems. *Proceedings of the Symposium in Nitrogen Cycling in Agricultural Ecosystems held in Brisbane, Australia*, 11-15 de mayo de 1987.
- WOOD ET AL.** 1991. Nitrogen Balance and Biomass Production of Newly Established No - Till Dryland Agroecosystems. *Agron. J.* 83:5:19-526.

FÓSFORO

Temario

1. Funciones del fósforo
2. Minerales fosfatados
3. Ciclo del fósforo
 - 3.1. En un agroecosistema
 - 3.2. Pi orgánico (Pi)
 - 3.3. P orgánico (Po)
 - 3.4. En el paisaje
4. P disponible para las plantas
 - 4.1. Movimiento en el suelo
 - 4.2. Factores que lo afectan
 - 4.3. Fijación y adsorción
 - 4.4. Mineralización del Po
5. Métodos de evaluación
 - 5.1 P total.
 - 5.2 P orgánico.
 - 5.3 P inorgánico.
 - 5.4 P extractable
6. Ejemplos en suelos argentinos

FÓSFORO

Ing. Agr. Olga S. Heredia

OBJETIVOS

- Resaltar la importancia del P como nutriente esencial para las plantas y su rol en distintos sistemas.
- Conocer los factores que condicionan su disponibilidad.
- Relacionar las distintas fracciones de P del suelo con otras propiedades edáficas y los métodos de evaluación de las mismas.
- Conocer la distribución de P en suelos argentinos.

1. Funciones del fósforo

Es un macronutriente fundamental para la vida, es **POCO MOVIL**, de **BAJA SOLUBILIDAD** y de **BAJA CONCENTRACIÓN** en la solución del suelo.

Es un nutriente finito sólo aportado por el suelo, no es reciclado por la lluvia, ni por los agentes atmosféricos, por lo que su continua extracción sólo puede ser compensada, en los sistemas agrícolas, por fertilización fosfatada y por la dinámica del fósforo orgánico.

Interviene en:

- la **transferencia metabólica de energía vía ATP**.
- Forma parte de los **Ácidos Nucleicos**.
- interviene en los procesos de **división celular**.
- forma fosfoazúcares y cumple funciones metabólicas importantes, como la síntesis de proteínas celulares y la génesis de almidón y distintos polisacáridos.
- en las plantas, además, interviene en el **desarrollo de tejidos meristemáticos y reproductivos** (afectando el crecimiento de rales, la espigazón y granazón) por lo que afecta el rendimiento de los cultivos.
- forma parte de la fitina (un fosfolípido) que es la principal **reserva de fósforo de las semillas**.

Por lo anterior puede decirse que controla el **ciclado** y acumulación de **la Materia Orgánica** del suelo, siendo tal vez esta su función más importante dentro de un ecosistema, ya que **sin P es imposible la formación de MO**.

Se usa en taxonomía para identificar algunos taxones (por ejemplo, órdenes: Andisol, Molisol).

Actualmente se ha sugerido la utilización de índices de retención de fosfatos en los suelos, que permita clasificarlos de manera utilitaria.

Puede generar graves problemas medioambientales, por contaminación de napas de agua, y aguas superficiales de lagos, represas, etc. (por ejemplo, provocando la eutrofización de los mismos).

Se caracteriza por ser un elemento crítico por su pequeña cantidad total y disponible para las plantas, por tener una gran variabilidad (espacial y temporal) y por existir un aumento significativo del área de tierras deficitarias en él.

En el sistema suelo-planta-animal, el 90 % del fósforo está en el suelo y de este menos del 10 % entra en el ciclo planta-animal.

2. Minerales fosfatados

Está presente en minerales primarios y secundarios, la principal fuente lo constituye la Apatita, que es un fosfato tricálcico contenido en las rocas ígneas.



Constituye aproximadamente el 0,12% de la corteza terrestre.

Algunos minerales en los que se encuentra son:

Flúor apatita	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_2$
Hidroxíapatita	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{Ca}(\text{OH})_2$
Carbonato apatita	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaCO}_3$
Varsita	$\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Estrengita	$\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Los minerales primarios (que forman el material parental) y secundarios constituyen la reserva inorgánica de P del suelo, constituyendo las fracciones de P lábil y no lábil.

El mar es el principal reservorio de fósforo del planeta.

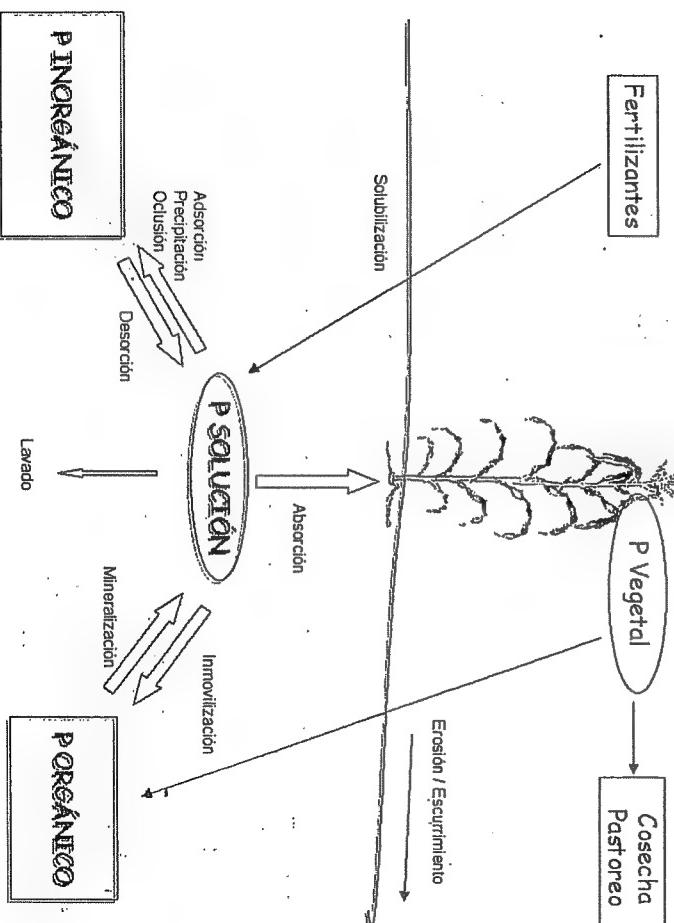


Figura 1. Ciclo del P en un agroecosistema.

3. Ciclos del P

3.1 Ciclo en un agroecosistema

En la Figura 1 se observa el ciclo del P en un agroecosistema.

Las plantas toman el fósforo de la solución del suelo, que está en equilibrio con la fracción de P orgánico e inorgánico.

El P orgánico (Po), por mineralización, pasa a formar el P disponible y es repuestado al suelo por los residuos de cosecha y restos animales. El P, además, puede ser inmovilizado por los microorganismos del suelo.

El P inorgánico (Pi) presente en la fracción mineral del suelo o aportado por fertilización fosforada, es solubilizado para pasar a P soluble. Existe un equilibrio entre esta fracción y los compuestos coloidales del suelo, por el que el P soluble pasa a formas no disponibles por filtración, adsorción, precipitación y ocurrencia.

Existen pérdidas por lavado, escorrentimiento, exportación por las cosechas y erosión.

3.2 Ciclo del P inorgánico

En la Figura 2 puede observarse el ciclo parcial del Pi.

El P lábil es el adsorbido por las superficies de los minerales de arcilla, óxidos de hierro y aluminio, carbonatos y apatitas, que está en rápido equilibrio con el fosfato de la solución del suelo. Está dominado por los procesos de adsorción y desorción.

Según el producto de solubilidad de los distintos compuestos de P, del tipo de fertilizante usado y las características del suelo, parte del mismo pasa lentamente a formar el P soluble y parte pasa a las fracciones de P lábil y no lábil.

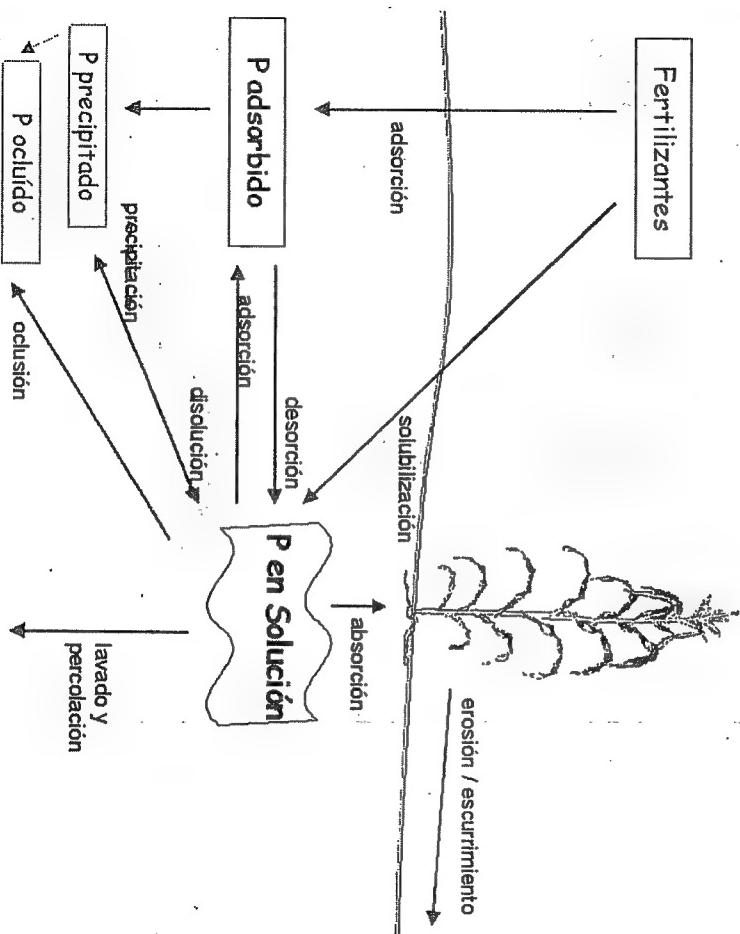


Figura 2. Ciclo parcial del Pi.

3.3 Ciclo del P orgánico

En la Figura 3, se esquematiza el ciclo del P orgánico.

Después de su descomposición, parte de la MO se mineraliza y parte forma el humus. El P orgánico constituye entre el 25 al 75 % del P total del suelo, y por la actividad de microorganismos específicos, pasa a formas inorgánicas, aunque las plantas pueden absorber parte del fósforo como Po lábil (parte del Po de rápida transformación, que por mineralización contribuye a las formas disponibles de P para las plantas).

La disponibilidad de Po para las plantas depende de la tasa de MINERALIZACIÓN.

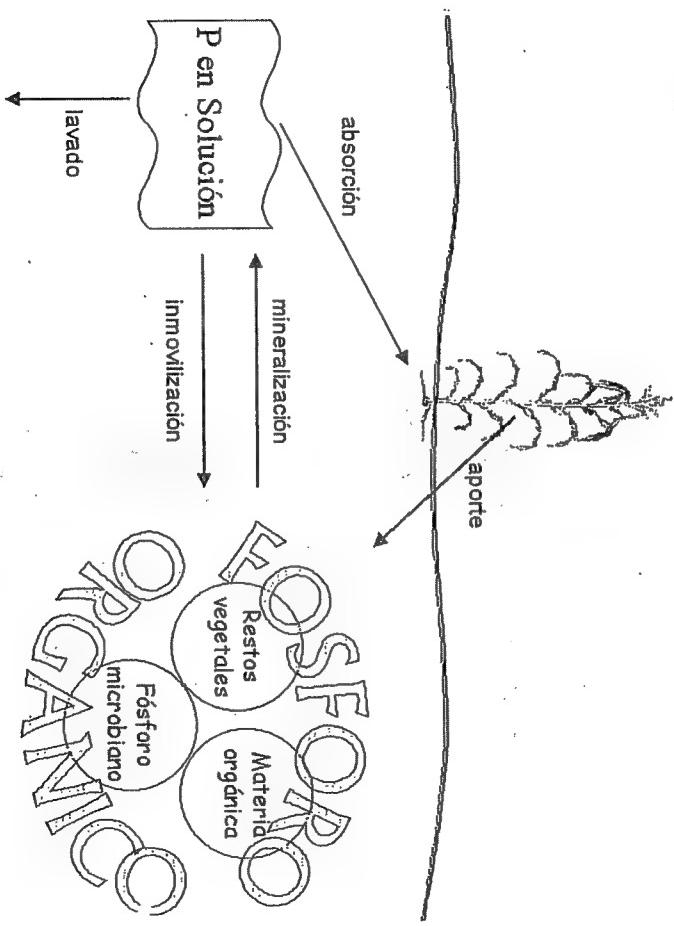


Figura 3. Esquema del ciclo del P orgánico.

3.4 Ciclo del P en el paisaje

En la Figura 4, puede comprenderse sencillamente el ciclo del P en el paisaje.

Al moverse este, ya sea en forma soluble o adsorbido a las partículas coloidales, a través de una pendiente o por flujos subsuperficiales, enriquece

las aguas superficiales y profundas, que siguiendo su recorrido en el paisaje terminan en un río, lago, dique o en el mar, pudiendo provocar su eutrofización.

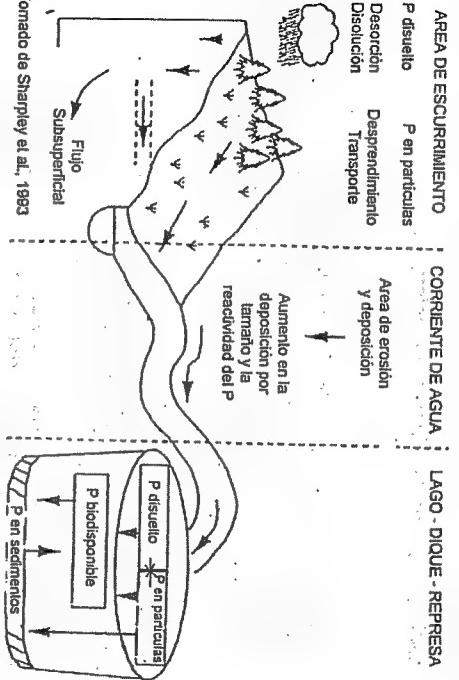


Figura 4. El ciclo del P en el paisaje.

4. P disponible para las plantas

El P que absorben las plantas es el que se encuentra en la solución del suelo en forma de fosfatos mono y diácidos, cuya concentración varía con el pH del mismo, como puede verse en la Figura 5.

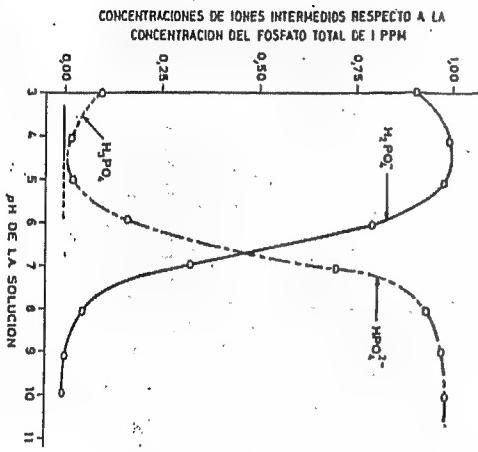


Figura 5. Concentración del P según el pH de los suelos.

Su concentración es muy baja, por lo que para satisfacer la demanda de los vegetales, debe ser repuestado a la solución del suelo varias veces al día, durante el ciclo de un cultivo.

4.1 Movimiento del P en el suelo

La principal forma en que el P llega a las raíces de las plantas es por DIFUSIÓN (movimiento por gradientes de concentración). En menor proporción se mueve por Flujo Masal e Intercepción Radical.

4.2 Factores que afectan su disponibilidad

Los principales factores que afectan su disponibilidad son: contenido de P total en el material original del suelo, contenido de materia orgánica, tipo y cantidad de arcilla, temperatura, pH, contenido de agua del suelo.

- a. **P total:** a mayor riqueza de P en el material original, dependiendo de las condiciones de meteorización de la región (precipitaciones y temperatura), mayor será la disponibilidad de este nutriente en el suelo.
- b. **Materia orgánica:** la descomposición y mineralización de la MO, determina la liberación de importantes cantidades de P disponible, por lo que la cantidad de MO del suelo debe ser preservada como reservorio del mismo.
- c. **Arcilla:** el tipo y cantidad de arcilla que contenga el suelo hace que tenga mayor facilidad para fijar fosfatos. Cuanto mayor sea el contenido de arcillas y óxidos y por consiguiente menor será la disponibilidad de P para las plantas.
- d. **Temperatura:** a mayor temperatura, mayor disponibilidad de P. Un aumento de la temperatura, en general, aumenta todas las reacciones que ocurren en la naturaleza por aumento de la energía cinética. En el suelo aumenta la difusión de P, la transpiración de las plantas y por consiguiente la cantidad de P conducida por flujo masal, también aumenta.
- e. **Agua:** cuando la energía con que es retenida el agua es menor, ma-

yor es la facilidad con que podrá transportar el P hasta las raíces de las plantas, aumentando su absorción y solubilidad. Este hecho es más notorio en suelos deficientes en P que en suelos bien provistos.

En suelos de arrozal durante el período de inundación se produce disolución de P, ya que el fosfato férrico pasa a ferroso que es más soluble.

- f. pH:** el pH del suelo determina la proporción de fosfatos mono y diácidos que hay en la solución del suelo, como se vio en la Figura 5, y además determina la cantidad de P fijado con calcio, hierro y aluminio.

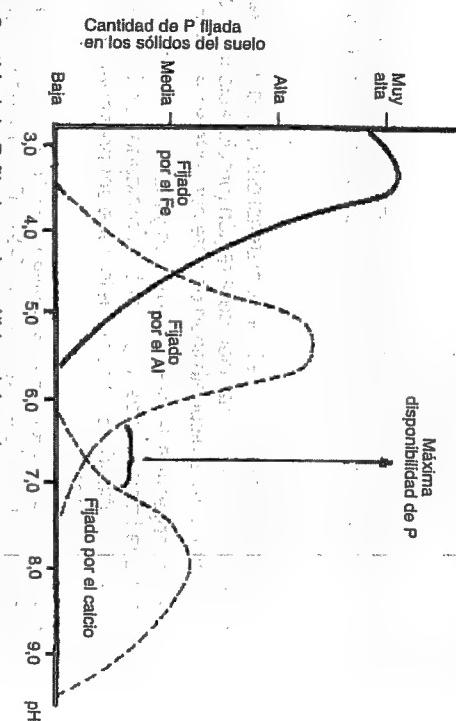


Figura 6. Cantidad de P fijado en los sólidos del suelo.

La máxima disponibilidad de P se encuentra entre pH 6 y 7, por arriba de pH 9 aparecen fosfatos de sodio, que son de alta solubilidad.

4.3 Fijación y adsorción de P

Existen distintas formas de **FIJACION** de fosfatos por el suelo.

Por fijación se entiende el fenómeno por el cual un nutriente pasa de una forma disponible o aprovechable a una "no aprovechable".

Esto es importante tanto desde el punto de vista ambiental como económico, ya que los suelos con alta capacidad de fijación impiden el lavado profundo de fertilizantes evitando la contaminación de capas freáticas, pero hace necesario ajustar adecuadamente las dosis de fertilización fosforada, como también evaluar la necesidad de refertilizaciones, para mantener el suelo con un adecuado suministro del nutriente.

El P es el único macronutriente necesario para las plantas, que cuando es agregado al suelo reacciona con él, formando compuestos fosfatados de baja solubilidad.

Las distintas formas de fijación de fosfatos son:

- Fijación por adsorción:** se produce sobre las superficies coloidales, en particular sobre la de la arcilla, a bajo pH (por un aumento de las cargas positivas sobre las superficies coloidales).
- Fijación por sustitución isomórfica:** el P entra en la red cristalina reemplazando a los hidroxilos. Se produce a pH mayores a los de la fijación por adsorción.
- Fijación por precipitación:** es la formación de compuestos prácticamente insolubles, como fosfatos de hierro, aluminio, manganeso o calcio, según el pH del medio, dependiendo de los productos de solubilidad de los compuestos fosfatados.
- Fijación biológica:** los vegetales y microorganismos toman P y lo sustraen temporalmente del suelo. Al volver como MO, siguen los procesos de descomposición y mineralización que los han de llevar paulatinamente a formas solubles.

La ADSORCION de iones se produce sobre la superficie de partículas de tamaño coloidal (arcillas, óxidos de Fe y Al, materia orgánica).

La adsorción de fosfatos, como toda adsorción aniónica del suelo, es un fenómeno que depende del pH, cuanto más bajo aumentan las cargas positivas y la adsorción.

Es difícil separar los procesos de adsorción de los de precipitación, por lo que se habla de fijación o sorción de fosfatos.

En suelos ácidos los óxidos de hierro y aluminio juegan un rol importante en la fijación, en los calcáreos la formación de complejos de calcio de baja solubilidad, del tipo de la apatitas intervienen de igual forma.

La adsorción de solutos por un sólido, a temperatura constante y en términos cuantitativos, se describe mediante las **isotermas de adsorción**, que ponen en evidencia la cantidad en que un nutriente es adsorbido por un sólido en función de la concentración en la solución de equilibrio del ión adsorbido.

La técnica es simple en su fundamento y su empleo ha permitido resumir en el valor de algunos parámetros parte del comportamiento del P en el suelo. En la Figura 7a, pueden verse valores experimentales de P adsorbido en función del P presente en la solución de equilibrio.

Fósforo

Existen numerosas ecuaciones que representan este proceso. Básicamente puede expresarse como:

$$P_a = a \cdot C^b$$

donde:

P_a : es el P adsorbido por gramo de suelo.
 a y b : son coeficientes, que según la ecuación que se use, representan distintas constantes.

C : es el P en la solución de equilibrio.

Es una relación empírica que expresa que la energía de adsorción disminuye logarítmicamente al aumentar la superficie ocupada. A partir de las isotermas de adsorción puede obtenerse el valor de la Capacidad "Buffer" de Fosfatos (CBF), definida como la cantidad de P adsorbido por el suelo cuando se incrementa 0,1 $\mu\text{g P/ml}$ en la solución de equilibrio, entre 0,25 y 0,35 $\mu\text{g P/ml}$ de solución.

La CBF está inversamente relacionada con la facilidad con que se libera el P adsorbido por el suelo a la solución, y en este sentido es una expresión de la ineficiencia del suelo para proporcionar P a la misma.

Una alta CBF está directamente relacionada a altos contenidos de óxidos de Fe y Al, arcilla, alófanos, y pH ácido.

Algunos valores de CBF para suelos de la provincia de Buenos Aires pueden apreciarse en la Figura 7b.

4.4 Mineralización de Po

La mineralización del P orgánico es el proceso por el cual el P pasa de su forma orgánica a la mineral.

La mineralización depende de:

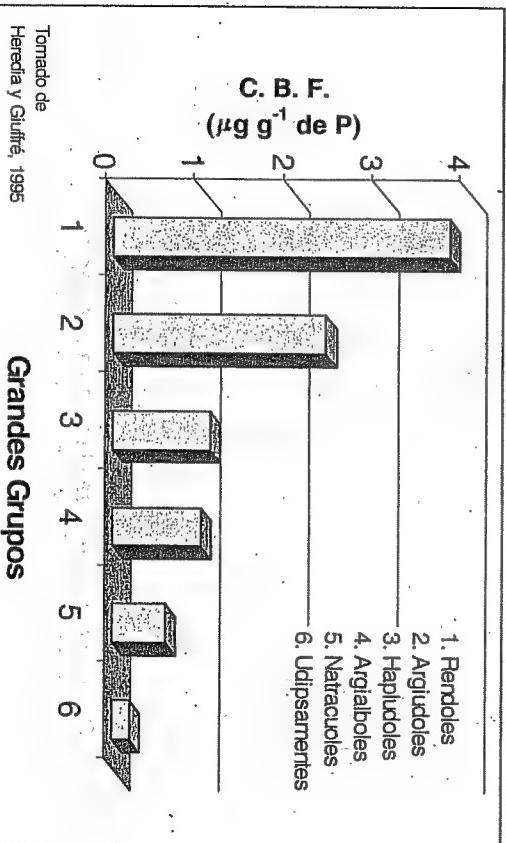
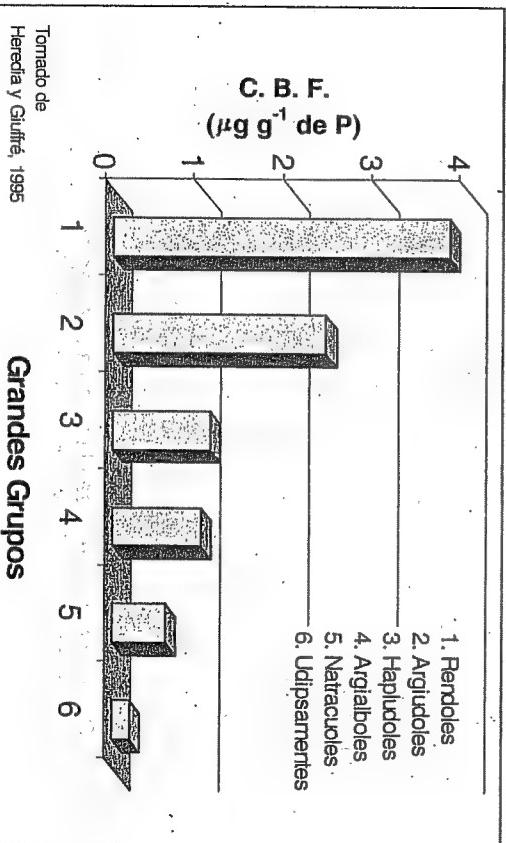
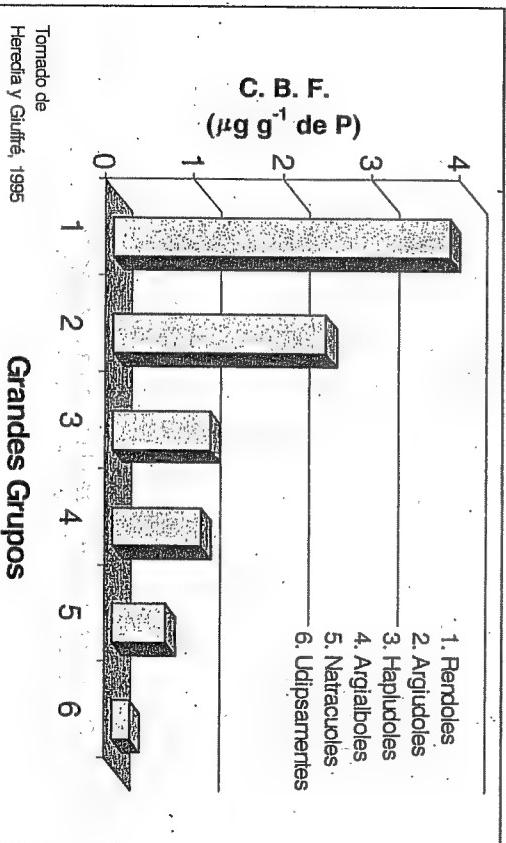
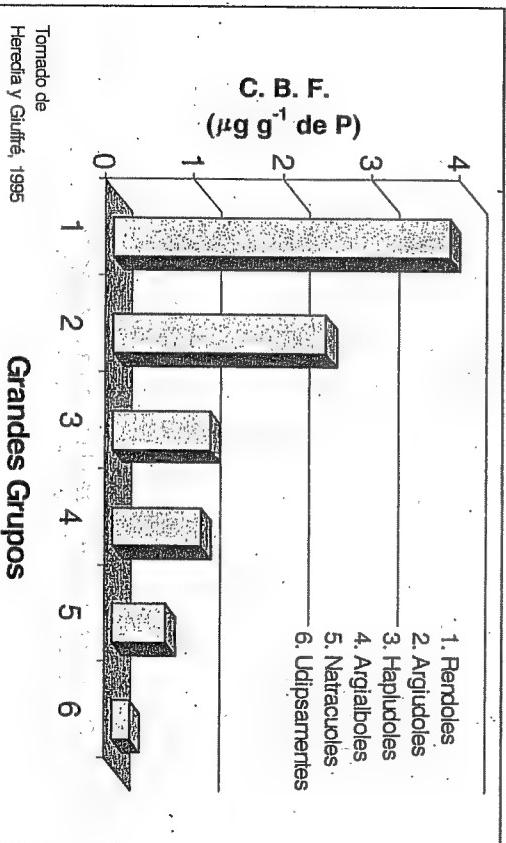


Figura 7b. Valores de CBF en suelos de la provincia de Buenos Aires.

- **Condiciones de aerobiosis-anaerobiosis:** Los microorganismos hidrolizan el P_o en condiciones aeróbicas o anaeróbicas.
- **Agricultura:** las labranzas aumentan la mineralización del P_o, actúa destruyendo los agregados no accesibles para los microorganismos. Las labranzas provocan un aumento en la aireación del suelo estimulando la actividad microbiana.

El impacto de las prácticas culturales es un tema a tener en cuenta cuando se tiene al manejo sostenible de los suelos, incluyendo estudios de la dinámica del P_o en los distintos sistemas y las transformaciones de las distintas formas de P con respecto al sistema de labranza utilizado.

Los compuestos orgánicos de **lenta mineralización** son: la lecitina, el hexametafosfato de inositol, mientras que los **fácil y rápida mineralización** son: glicerol, fosfoazúcares, nucleótidos, fosfolípidos, ácidos nucleicos.

5. Métodos de evaluación

Desde la década del 60 se ha avanzado significativamente en el conocimiento de los distintos aspectos del ciclo del P y en los procesos de absorción por parte de las plantas. Sin embargo, estos avances no se han reflejado en progresos en la interpretación de los análisis de suelos. En el futuro el desafío será integrar los nuevos conocimientos en la interpretación de los mismos.

En general la metodología ha sido desarrollada para caracterizar suelos y/o para el diagnóstico de la disponibilidad del mismo para los vegetales, pero en la actualidad debe evaluarse el efecto que el nutriente puede tener en el ambiente, en particular en situaciones problemáticas, donde se deberían incluir índices que permitan determinar el movimiento del P en forma soluble o adsorbido a las partículas de tamaño coloidal.

5.1 P total

Se evalúa por métodos de acenización húmeda (con ácidos) o seca (calcinación), de manera de mineralizar el P orgánico y determinar todas las formas de P presentes.

No da idea de la disponibilidad inmediata de P para las plantas.

Algunos ejemplos P total, P orgánico y P inorgánico, para distintos ordenes de suelos, pueden verse en el siguiente cuadro:

ORDEN	P TOTAL mg/kg	P I mg/kg	P O mg/kg
ANDISOL	2024-760	960-410	1067-352
ULTISOL	430-120	253-43	173-72
INCEPTISOL	980	600	370
VERTISOL	320-210	250-120	91-71

5.2 P orgánico

Se utilizan métodos indirectos, por extracción de método de Metha (Olsen y Sommers, 1982) o por ignición (método de Saunders y Williams. Olsen op.cit.). Se determina por diferencia entre el P total y el P inorgánico.

5.3 P inorgánico

Existen distintas formas de P inorgánico: adsorbido a las partículas del suelo, P inorgánicos de distintas solubilidades, P sustituido isomórficamente en el interior de las redes de los cristales de arcilla y otros silicatos minerales.

Los métodos de evaluación se basan en los criterios de solubilidad y en extracciones con distintas soluciones disolventes.

Se puede evaluar el P adsorbido, fijado y/o precipitado por el suelo, agregando distintas cantidades de P a una suspensión de suelo en una solución salina de concentración electrolítica semejante a la del mismo. Luego de agitar se evalúa el P que queda en el sobrenadante, por diferencia con el agregado se obtiene el P adsorbido.

Una técnica muy usada, ha sido la del fraccionamiento de las distintas formas de P inorgánico de Chang y Jackson (Olsen op.cit.), que a través de extracciones sucesivas determina la cantidad de P unido al Ca²⁺ (P-Ca), P-Fe, P-Al, y el P-octuído, esto permite relacionar las distintas fracciones con el grado de evolución del suelo (un suelo joven tendrá mayor cantidad de la fracción P-Ca, a medida que pasa el tiempo aumentan el P-Fe y P-Al y luego las fracciones menos disponibles como el P-octuído). Figura 8.

Fósforo

por Bray-1 para la Pradera Pampeana. Los resultados de su relevamiento pueden verse en la Figura 9, donde clasifica los suelos en tres áreas:

- I: < 10 ppm P: Área donde predominan los suelos deficientes en P.
- II: 10 - 20 ppm P: Área con suelos moderadamente bien provistos de P.
- III: > 20 ppm P: Área con predominancia de suelos bien provistos en P.

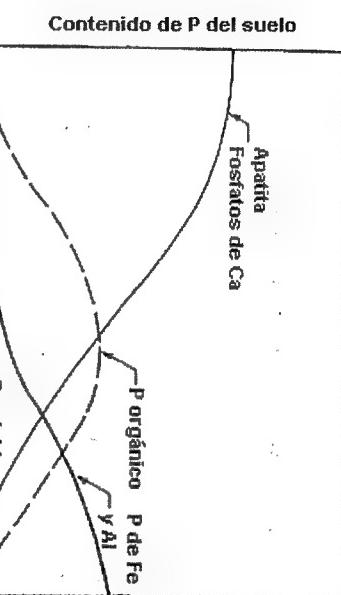


Figura 8. Contenido de P del suelo en función del tiempo.

Actualmente se utiliza el método de fraccionamiento secuencial de Hedley (1982) y Tessessen (1984), en los que se determina las formas fá cil es y resistentes del P inorgánico y P orgánico. La secuencia es la siguiente:



5.4 P extractable

La mayoría de los métodos para evaluar el nivel de P disponible para las plantas en el suelo, emplean distintas soluciones extractantes.

El extractante utilizado debería extraer el P que realmente absorbe la planta, teniendo en cuenta el factor renovación (velocidad con que el suelo repone P disponible a la solución del suelo).

Los extractantes usados en general extraen las fracciones de P soluble en agua, parte del débilmente adsorbido y precipitado.

El método más difundido en la Argentina es el de Bray-Kurtz Nº1 (descripto en el Cuaderno de Trabajos Prácticos de la Cátedra de Edafología de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires).

Otros métodos son: P soluble en agua, P-Olsen, P extractable con resina de intercambio aniónico, P-Bray 2, intercambio isotópico con P^{32} , desorción de P.

Los métodos deben ser calibrados para cada región y cultivo en los que sean usados, asociándolos a características edáficas y climáticas que afecten la disponibilidad del nutriente.

En 1983 Darwich publicó un mapa con la distribución de P extractable

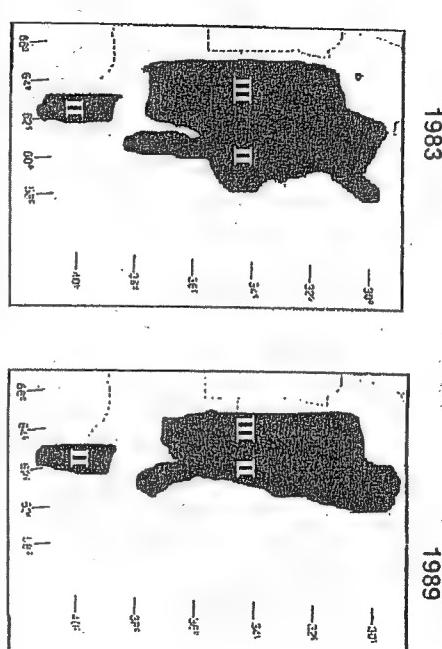


Figura 9. Distribución del P extractable en la Pradera Pampeana, (Tomado de Darwich, 1994).

En la Figura 10 puede observarse la distribución del P extractable en el perfil de un Argiudol con y sin fertilización fosforada.

La concentración de P extractable en el suelo fertilizado es mayor en la porción superficial del perfil (dependiendo de la dosis y tipo de fertilizante, forma de aplicación y tipo de suelo), disminuyendo en profundidad por la baja movilidad del elemento y por una mayor retención del P por los materiales arcillosos.

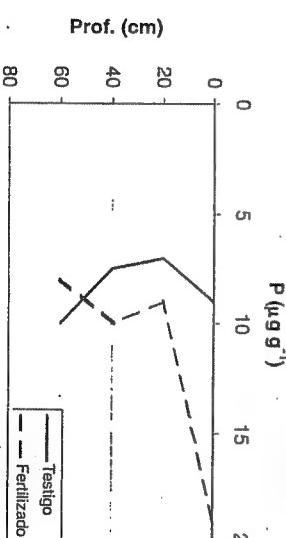


Figura 10. P extractable en el perfil de un Argiudol.

Existen evidencias de que el P extractable no siempre refleja la verdadera disponibilidad de P para los cultivos (distinta CBF, variabilidad espacial, residualidad de los fertilizantes, etc.).

Los análisis convencionales no diferencian entre intensidad (concentración de P en la solución de equilibrio) y cantidad (reserva P lábil del suelo), por lo que los métodos de rutina deberían complementarse con estudios de adsorción al caracterizar los suelos de un área.

El diagnóstico de la disponibilidad de P en suelos es difícil, por lo que es conveniente el uso de más de un método de evaluación.

6. Ejemplos en suelos argentinos

• P TOTAL:

De acuerdo a los trabajos de la Cátedra de Edafología (IUBA), los valores de P total en Entre Ríos, por ejemplo, oscilan entre 150 y 450 ppm P, en Corrientes 450 ppm P, y en Misiones pueden alcanzar valores de hasta 700 ppm P, en Buenos Aires y Santa Fe son semejantes variando entre 300 y 700 ppm.

Diversos investigadores han relevado los valores de P total para distintas provincias; en el Valle de Río Negro los valores van de 500 a 1400 ppm P (Peinemann et al., 1987) y en Mendoza (Gaviola de Heras y Nijensohn) los valores hallados fueron de aproximadamente 550 ppm de P total.

La actividad agrícola ha afectado estos valores ya que, por ejemplo, en la Pradera Pampeana suelos que presentaban en la capa arable valores de 1000 ppm de P total, hoy este valor puede llegar a las 200 ppm de P total.

Se ha encontrado que en los agroecosistemas se reducen todas las formas de P, independientemente del tipo de labranza, con respecto a los ecosistemas naturales, pero se afectarían más a las formas inorgánicas que a las orgánicas.

• P orgánico e inorgánico

Dentro del P total se dan algunos ejemplos del contenido de Po y Pi para distintos Grandes Grupos de suelos del país.

Localidad (Pcia.)

Gran grupo

Po

Pi

Localidad (Pcia.)	Gran grupo	Po	Pi
Balcarce (B.As.)	Argiúdoles	70	30
Pergamino (B.As.)	Argiúdoles	66	34
M.Juárez (Córdoba)	Argiúdoles	50	50
D.Salado (B.As.)	Argiúdoles	80	20
Anguil (La Pampa)	Haplustoles	38	62
Corrientes	Paleudultes	61	39

• P inorgánico

Para las fracciones de Pi se encontraron:

Localidad (Pcia.)	Gran grupo	P-Ca	P-Fe	P-Al	P-oct	en %
Balcarce (B.As.)	Argiúdoles	39	28	19	14	
M.Juárez (Córdoba)	Argiúdoles	48	20	16	4	
Casalins (B.As.)	Argiúdoles	20	resto: 70-80			
Gualeguaychú (E.R.)	Peludertes	10	15	8	27	

En la Figura 11 puede observarse la variación en profundidad de los contenidos de P orgánico y P inorgánico en suelos de Gualeguaychú (Entre Ríos), y Colón (Buenos Aires).

Gualeguaychú (E. Ríos)

Colón (Bs. As.)

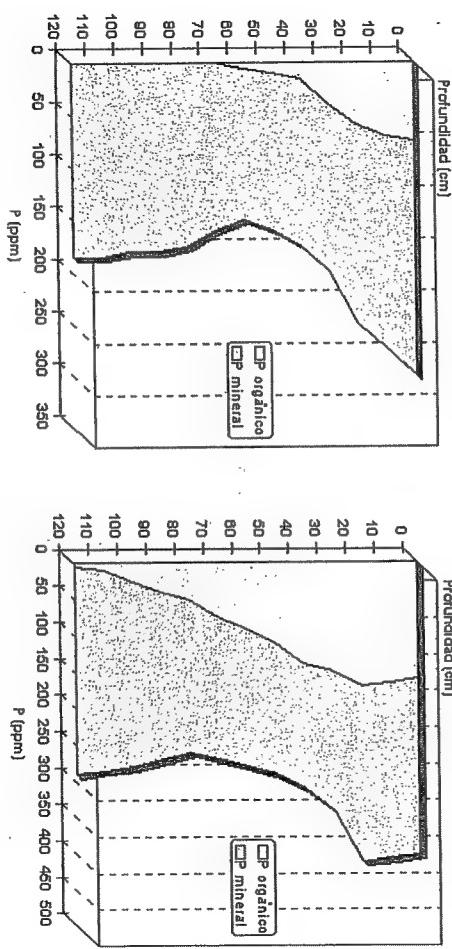


Figura 11. Variación en profundidad de los contenidos de P (Tomado de Conti et al. 1975).

• P Extractable

En nuestro país existen zonas con deficiencia generalizada en P extractable como la Mesopotamia, Depresión del Salado, SE bonaerense, los mallines patagónicos y la Cordillera Austral, asociados en general a la deficiencia de los materiales originales.

Al Sur de Santa Fe, Norte de Bs.As. y en Córdoba los valores de P extractable son aceptables.
En el NOA se han encontrado deficiencias en Tucumán y Jujuy, no así en Salta.

En la región Cuyana existen respuestas a la fertilización fosforada (para vid en Mendoza, olivo y durazno en San Juan).

La actividad agropecuaria y el efecto de los distintos sistemas de labranza han producido cambios en las proporciones de Pi-Po, afectando los valores de P extractable, haciéndolos deficientes debido a la extracción de P por los cultivos.

Los sistemas de labranza continua, bajan el contenido de MO del suelo y en consecuencia el valor de Po, el contenido de Pi se reduce, mientras que el P extractable puede o no aumentar dependiendo: del tipo de cultivo que intervenga en la rotación y época del año (por mineralización podría aumentar el Pe). La fertilización fosforada no evita esta disminución y produce generalmente aumentos en las fracciones de Pi no disponibles (por ej. por fijación, adsorción, precipitación, etc.).

Los sistemas de siembra directa aumentan el contenido de MO, de Pt y Po. Sin embargo, esto no significa que aumente el nivel de P disponible; en los primeros años bajo estos sistemas, es necesario la aplicación de fertilizantes fosfatados.

Bibliografía de apoyo

- BOHN H. B., MC NEAL AND G. O'CONNOR, 1993. Química del suelo. Ed. Limusa, México, 370 p.
- DARWICH N. A., 1983. Niveles de P asimilable en suelos pampeanos. *Idem*: 1-15.
- GUERRÉ DE LÓPEZ CAMELO LIBIA, OLGA S. HEREDIA, 1989. Índices de sorción de P en algunos molisoles de la pradera pampeana. *Rev. de la Facultad de Agronomía*, UBA, 9: 145-154.
- GUERRÉ DE LÓPEZ CAMELO LIBIA, M. VÁZQUEZ, C. FUMAGALLI, O. S. HEREDIA, 1991. Relación entre índices de sorción de P y variables respuesta de los vegetales en un ensayo de invernáculo. XIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Neuquén. Actas: 101-102.
- GUERRÉ L., S. RATO, J. SIERRA, 1994. Anisotropy of soil phosphorus related to foliar P in maize. 15th World Congress of Soil Science, México. *Transactions* 5b: 123-124.
- GUERRÉ L., G. PICCOLI, R. ROSELLI, O. HEREDIA, 1996. Phosphorus sustainability in tropical ecosystem. *The Science of Total Environment*, 192: 75-82.
- HEPLEY M.J., J.W.B. STEWART AND B.S. CHAUHAN, 1982. Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 970-976.
- HEREDIA O., L. GUERRÉ, 1995. Capacidad "buffer" de fosfatos en suelos de la provincia de Buenos Aires. *Agricultura Técnica*, 55: 273-277.
- HEREDIA OLGA S., L. GUERRÉ, L. BERASATEGUI, 1994. Factors affecting Bray-extractable P in argentine soils. 15th World Congress of Soil Science, México. *Transactions*, 5b: 117-119.

- HEREDIA OLGA Y L. GUERRÉ 1995. Capacidad "Buffer" de Fosfatos en distintos grandes grupos de suelos de la provincia de Buenos Aires (Argentina). VII Congreso de la Ciencia del Suelo, Chile. *Actas*:22.
- HEREDIA OLGA, L. GUERRÉ, L. BERASATEGUI, C. PASCALE, 1995. Fósforo extractable e índices de sorción de P: posibles usos ambientales en suelos argentinos. III^a CLAE, Mérida, Venezuela. *Actas*: 6-3.
- HEREDIA O., L. GUERRÉ, L. BERASATEGUI, C. PASCALE, 1996. Fósforo extraíble e índices de sorción: posibles usos ambientales en suelos. *Ciencia del Suelo*, 14 : 50-52.
- HEREDIA O., L. GUERRÉ, S. RATO . 1997. Adsorción de P: implicancias ambientales en Grandes Grupos de Suelos. I^a Congreso Iberoamericano de Química Ambiental, Chile. *Actas*: 85.
- LÓPEZ CAMELO L. G., S. RATO, O.S.HEREDIA, N. ESCABURÓN, 1995. Fertilización en soja: efectos en la dinámica del P en suelo y planta e inferencias sobre componentes del rendimiento. Primer Congreso Nacional de Soja, Segunda Reunión Nacional de Oleaginosas. Pergamino, Bs.As. *Actas* : 58-65.
- LÓPEZ CAMELO L.G., O.S. HEREDIA, H. MARTELLI, C. PASCALE, M.M.CARBAJALES. 1996. Formas de P del suelo y su relación con las rotaciones y labranzas. XV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Santa Rosa, La Pampa. *Actas*: 119-120.
- MELGAR R., M. DÍAZ ZORITA, 1997. La fertilización de cultivos y pasturas. Editorial Hemisferio Sur. 259 pp.
- MIZUNO I., 1981. Fósforo en suelos argentinos. Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria, tomo 35, nº 6, 15 p.
- OLSEN S.R., L.E. SOMMERS, 1982. Phosphorus. In Page (Ed.), *Methods of soil analysis*, Part 2, Nº 9 in the Agronomy series, Chapter 24 : 403-420.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO, C. ROQUERO, 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundiprensa, Madrid. 807p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1994. *Key to Soil Taxonomy*. USDA, USA, 306 p.
- TIESSEN, H. STEWART, J.W.B. AND C. V. COLE, 1984. Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 853-858

POTASIO DEL SUELO

Temario

1. Introducción: Características, Importancia
2. Ciclo del potasio en el suelo
3. Dinámica del potasio
 - 3.1 Relación cantidad-intensidad
4. Ejemplo de suelos argentinos

POTASIO DEL SUELO

Ing. Agr. María Elvira Conati

- OBJETIVOS

- Conocer el ciclo y la dinámica del potasio del suelo.
- Relacionar la dinámica del potasio con otras propiedades del suelo.

1. Introducción

El potasio es uno de los «nutrientes esenciales». Cumple en las plantas dos acciones principales, una de ellas es la de ser un elemento irremplazable en procesos metabólicos que incluyen la síntesis de las proteínas y la traslocación de productos de la fotosíntesis. La otra acción, es la de ejercer la presión osmótica que mantiene la turgencia celular vegetal. Esta segunda acción explica la gran cantidad de potasio que necesitan los cultivos y porque el potasio se ubica preferentemente en tallos y hojas, Cuadro Nº 1.

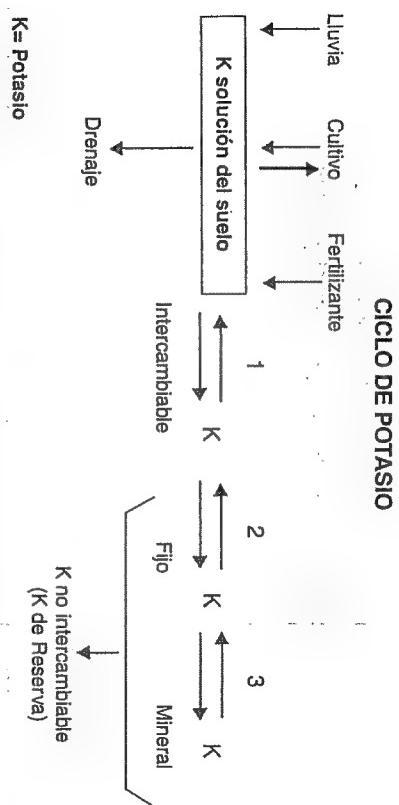
Cuadro Nº 1. Contenido de nitrógeno, fósforo y potasio (kg ha^{-1}).

Elemento	Trigo		Maíz		Papa		Pastura	
	grano	paja	grano	paja	ubérculo	mat. seca		
N	56	22	150	110	161	231		
P	13	3	27	29	25	18		
K	14	33	37	135	252	290		

Este cuadro ayuda a comprender como la enorme extracción de potasio realizada por las plantas produce un rápido agotamiento en sistemas agrícolas. También la importancia del retorno de potasio producido por la incorporación de los rastros, debido a la preferencial ubicación del potasio en tallos y hojas de las plantas.

2. Ciclo del Potasio en el suelo

Figura 1. Ciclo de potasio en el suelo.



En la figura 1 se evidencia que las formas más importantes de potasio en el suelo son, **K en solución**, **K Intercambiable**, **K fijo** y **K de minerales**.

De la misma manera los procesos que relacionan estas formas son:

1. adsorción-desorción,
2. fijación-liberación,
3. cristalización-meteorización.

Una de las particularidades del sistema es que en todos los pasos la transferencia puede ser hecha en ambos sentidos. El fenómeno tiene importantes consecuencias, tanto para movilizar potasio de los minerales, como para reponerlo a sus reservas o por agregado de fertilizantes. Si se pone atención en las entradas externas del ciclo, veremos que están limitadas a la incorporación de residuos vegetales y al uso de fertilizantes.

En el suelo, los aportes realizados por las lluvias, sólo se producen a través del potasio que el polvo atmosférico trae en suspensión. Este aporte es de muy pequeña importancia cuantitativa.

La liberación de K es principalmente función de los contenidos y tipos de minerales primarios y secundarios presentes en las diferentes partículas del suelo, preferentemente en la **fracción arcilla**. Es interesante analizar como la mineralogía de esta fracción influye en la partición de las formas **asimilables** (K-solución, K-intercambiable) y de **reserva** (K-fijo, K-mineral).

Cuando en la fracción arcilla predomina el mineral illita, se presentan aumentadas tanto las formas de reserva como las asimilables. Cuando dismi-

nuye su proporción por aumento de otros minerales como montmorillonita y/o caolinita, el potasio queda ligado preferentemente a formas de reserva.

En la Figura 2, se muestra el potasio intercambiable y de reserva tomado por los cultivos, en suelos con distintos contenidos de arcillas y con distinta proporción de illita.

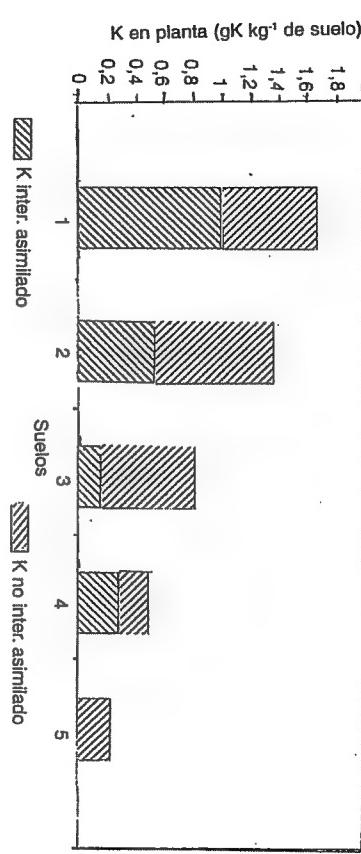


Figura 2. Potasio intercambiable y no intercambiable o de reserva tomado por ryegrass (*Loium perenne*) en 5 suelos con distintos contenidos y tipos de arcillas (Zubillaga y Conti, 1996).

Suelo: 1. Arcilla % 37 (40 %, esmectita, 45 % illita 15 % caolinita)

2. Arcilla % 27 (15% esmectita, 85% illita)
3. Arcilla % 22 (100% illita)
4. Arcilla % 7 (93% alofano, 5% illita)
5. Arcilla % 43 (100% caolinita).

En su dinámica, tampoco resultan trascendentales las pérdidas por lavado, ya que el K es un elemento poco móvil, siendo muy retido por el complejo intercambiable del suelo. La bibliografía internacional menciona valores de drenaje de 0,2-5 kg/ha en texturas francas a arcillosas y de 3-20 kg/ha en arenas a franca-arenosa, dependiendo del cultivo, intensidad de la lluvia y evapotranspiración. Esta misma característica hace que el potasio retido en horizontes sub-superficiales esté disponible para sistemas radicales profundos, resultando ser una fuente de abastecimiento que a veces no es cuantificada en análisis de suelos formales.

Resumiendo: en un sistema donde el suelo está en equilibrio con la vegetación, el ciclo del potasio es muy dinámico, no presenta occlusión en la materia orgánica y tiene muy pocas pérdidas por lavado. En un sistema agrícola sin fertilización potásica, el balance puede ser definido principalmente por el potasio que es exportado por las cosechas y su retorno por el rastrojo. El desequilibrio entre ambos, de acuerdo a la dinámica planteada inicialmen-

te, trae como consecuencia la disminución de las reservas de potasio (K_fijo y K de minerales).

Como el contenido de potasio exportado por las cosechas no es recuperable, una agricultura sin fertilización determinará una disminución del contenido en el suelo, sobre todo de las formas solubles e intercambiables que son de mayor importancia en la nutrición vegetal. Aún en sistemas de agricultura conservacionistas como labranza cero, con gran proporción de mantenimiento de rastros, se manifiesta la disminución del potasio disponible. En una investigación realizada por Arrigo y colaboradores, estudiando distintas rotaciones en sistemas con labranza cero, en suelos de la serie Marcos Juárez, se encontró que el aumento de la intensidad anual de cultivos afecta principalmente las variables químicas de gran demanda como potasio y nitrógeno.

3. Dinámica del potasio. Relación cantidad-intensidad

Las plantas toman grandes cantidades de potasio del suelo produciendo en la zona radicular una disminución de la concentración del ión. La velocidad de «recarga» de la solución del suelo es una importante característica que determina la dinámica potásica de los suelos.

Tres variables controlan la dinámica del potasio:

- la cantidad de K en la solución del suelo;
- el poder de recarga o «buffer» de K de la solución del suelo;
- el coeficiente de difusión de K.

La cantidad de K, el poder de recarga o «buffer» de la solución del suelo y el coeficiente de difusión, se pueden estimar a través de la determinación química de las curvas de cantidad-intensidad de potasio o llamadas de relación «Q/I», que describen los intercambios de K del suelo. Son una aproximación al intercambio natural de iones que se produce en la solución del suelo por las extracciones de K soluble realizado por las plantas. En este sentido, las «curvas Q/I» son capaces de mostrar el comportamiento potásico del suelo, prediciendo el poder de reposición del mismo a partir de sus minerales y determinando el nuevo equilibrio alcanzado en cada caso particular. Son obtenidas colocando cantidades de suelo con soluciones complejas de K, Ca y Mg de concentraciones crecientes. En cada caso y luego del tiempo de estabilización y equilibrio, se evalúa la cantidad de K que permaneció en la solución, determinando la nueva relación de actividades de los cationes en el equilibrio, intensidad de K o factor AR^K . Se encuentran situaciones de aumento de K (parte inferior de la curva); no cambio o punto AR^{K_c} (lugar donde la porción lineal de Q/I corta el eje AR^K) y disminución de K (parte superior de la curva) en la solución.

La figura 3. representa la curva típica de Q/I y los parámetros deducidos de ella.

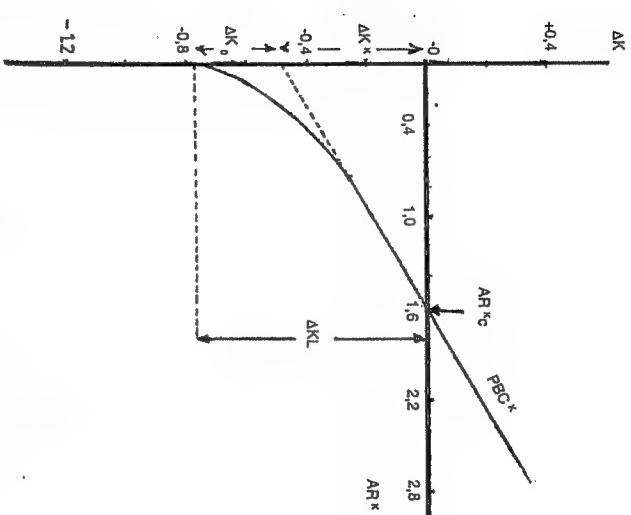


Figura 3. Curva de capacidad-intensidad - Q/I (de Beckett y Nafady 1967)

Parámetros de la relación Q/I relacionados con la disponibilidad de potasio de los suelos:

AR^K : relación de actividades en el equilibrio. Representa la intensidad de potasio lúbil de un suelo y constituye la medida de su grado de disponibilidad inmediata.

AR^{K_c} : relación de actividades en la que el suelo ha cedido todo su reserva de potasio lúbil.

ΔK^L : obtenido al extrapolar la parte total encerrada hasta $AR^K = 0$. Representa la reserva de potasio intercambiable lúbil total del suelo.

ΔK^o : obtenido al extrapolar la porción lineal de la curva. Representa la reserva de potasio más lúbil o más fácilmente intercambiables.

ΔK^x : $\Delta K^L - \Delta K^o$. Representa las posiciones de potasio más específicas y menos lúbiles como son los potasios ubicados en intercapas o bordes de las arcillas.

PBC^+ : pendiente resultante de la porción lineal de la relación Q/I. Representa el poder de reposición del potasio lúbil del suelo.

Las isotermas o curvas Q/I caracterizan los suelos, mostrando su comportamiento en cuanto a la disminución de potasio producida por la extracción de las cosechas. Ellas pueden ser usadas para predecir la disminución en la velocidad de reposición de las formas más solubles del potasio del suelo.

4. Ejemplo en suelos argentinos

En el orden nacional se han realizado investigaciones tendientes fundamentalmente a caracterizar los suelos y realizar ajustes metodológicos. Los resultados encontrados muestran que en casi todos los suelos, los datos se encuentran entre los mundialmente aceptados como de bien provistas.

Niveles de K intercambiable (mg kg^{-1}) de suelo

Cantidad	min.	max.	promedio
M. Juárez	670	476	850
Pergamino	620	1020	790
9 de Julio	507	970	600
Ramallo	520	840	630
Cabildo	644	1200	650
Puán	380	607	550
Bordenave	309	600	510

El resumen de las investigaciones realizadas en la Argentina se sintetizan en los siguientes puntos:

- En general, en los suelos de la región pampeana, el contenido de K alcanza valores normales a altos de acuerdo a los niveles mundiales, debido a su génesis (róca original loess). Existen zonas claramente identificadas como deficitarias, éstas son las ubicadas en el centro-norte de Corrientes y en la provincia de Misiones.
- No existe una correlación simple y única entre formas disponibles y de reserva del potasio de los suelos. En todos los casos las determinaciones de las curvas Q/I revelan esta dinámica que intenta abarcar el conocimiento de la relación suelo-planta en cada situación local.
- La relación entre fertilización de K y el rendimiento del cultivo no se ha

manifestado aún, en la mayoría de nuestros suelos. A pesar de ello, los análisis muestran una importante disminución del K de suelos con agricultura, en series de la Pampa Húmeda puede llegar a ser del 30-40% menor a los encontrados en suelos sin laboreo.

- En la determinación del potasio «disponible para las plantas», el método más usado y recomendado en la Argentina es el de percolación de los suelos con acetato de amonio 1N pH7.
- También puede usarse el obtenido con el extractante de Bray-Kurtz usando la misma extracción que en la determinación de fósforo. Este método correlaciona bien demostrando ser aceptable en trabajos de rutina, siempre y cuando se encuentre calibrado localmente con el de acetato de amonio 1N pH7.

Bohn, H., B. Mc Neal and C. O'Connor. 1993. Química del Suelo. Cap. XI Pag. 326. Ed. Limusa.

Conti, M.E., A.M. de la Horra, D. Effron, M.P. Jiménez. 1993. Alteración producida en la relación cantidad-intensidad (Q/I) de algunos suelos argentinos afectados por laboreo continuo. *Agrochimica* 37 (4-5).

De la Horra, A.M., D. Effron, M.P. Jiménez and M.E. Conti. 1998. Effect of potassium fertilizers on Quantity-Intensity Parameters in some Argentine soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 29(5&6):571-580.

González MG, G. Moreno, ME Conti y AM de la Horra. 1999. Cambios en la fijación-liberación de potasio en argiudoles con distintos tipos de arcillas y saturación potásica. *Ciencia del Suelo* 17(1):27-30

Mengel K. 1989. Experimental approaches on potassium leficiency in different crop species. Proc 21 st. Coll. Int. Potash Inst. Bern. pp 47-56.

Ramos, N.E.C. y Andreoli y N. Peinemann. 1984. Fracciones de potasio en suelos del S.O. de la prov. de Bs. As. y E de La Pampa. *RIA* 19(1):115-124.

Zubillaga M. y Conti M. 1994. Importance of the textural fraction and its mineralogic characteristic in the potassium contents of several different argentine soils. *Comm. in Soil Sci. and Plant Analysis* 25 (3-4).

Zubillaga M. y Conti M. 1996. Availability of exchangeable and non-exchangeable K in Argentine soils with different mineralogy. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 159:149-153.

AZUFRE

Tenario

1. Introducción
 - 1.1 Propiedades importantes para su caracterización
2. Formas de azufre en agroecosistemas
 - 2.1 Azufre total
 - 2.2 Azufre orgánico
 - 2.3 Azufre inorgánico
 - 2.3.1 Sulfato soluble
 - 2.3.2 Sulfato adsorbido
 - 2.3.3 Sulfato precipitado
 - 2.3.4 Sulfuros
3. Ciclo
4. Evaluación

AZÚFRE

Ing. Agr. Lidia Griffé de López Canelo

OBJETIVOS

- Estudiar las particulares características del ciclo del azufre en suelos.
- Conocer las formas asimilables para los vegetales.
- Presentar un panorama de metodologías para su evaluación.

1. Introducción

El azufre ha sido a menudo considerado un nutriente secundario con respecto a la nutrición de las plantas. Su importancia, sin embargo, varía considerablemente dependiendo de las especies, sus requerimientos, el tipo de suelo y consecuentemente el pool de S encontrado en él, y de los aportes como subproducto de fertilizantes y pesticidas o por deposición atmosférica a partir de emisiones naturales o antropogénicas. Su ciclo en agroecosistemas no es cerrado, está vinculado con otros sistemas vía atmósfera.

Una razón histórica de su desconocimiento ha sido la dificultad en su evaluación, superada con la utilización de nuevas metodologías, incluyendo cromatografía iónica y espectroscopia de emisión de plasma.

El azufre es esencial en la nutrición animal para la síntesis de metionina, cistina y cisteína. Metionina y cisteína indican calidad de proteína y, en su ausencia, disminuye el valor biológico de las mismas. Una de las principales funciones del azufre en proteínas es la formación de puentes disulfuro entre cadenas de polipeptidos.

Los rumiantes sintetizan estas formas orgánicas en el rumen a partir de compuestos inorgánicos. Si los animales reciben bajo S en sus raciones, se perjudica la producción de carne, leche y lana.

En la nutrición vegetal es importante para la síntesis de aminoácidos y proteínas, activación de enzimas proteolíticas como las papainas, síntesis de vitaminas, glutation y coenzima A, formación de glucósidos, y de puentes disulfuro asociados con características estructurales del protoplasma celular. En algunas especies los grupos -SH se relacionan con la resistencia al frío. Es importante por ejemplo en Crucíferas, con compuestos tipo glucosinato en los aceites, y en la cebolla, que tiene sulfóxidos volátiles R-SO, responsables del factor lacrimatorio.

1.1 Propiedades importantes para su caracterización

Estados de oxidación

Es un elemento reactivo, que se encuentra en distintos estados de oxidación en suelos, desde -2 hasta +6, como resultado de fenómenos de óxido-reducción, o por su incorporación a la biomasa.

En condiciones de reducción se presenta en las formas de Fe S , Fe S_2 (piritas) y H_2S .

Se mueve libremente entre la litosfera, hidrosfera y atmósfera.

Azufre

Absorción

El movimiento, absorción y reacciones ocurren principalmente en la forma sulfato.

Todas las formas de vida son capaces de tomar sulfato, la forma más oxida del azufre, para fijarla en componentes protoplasmáticos de S orgánico (como el fosfatos de adenosina), sulfonatos (taurina), sulfhidrilos, y formas tioí como los aminoácidos azufrados: cistina, cisteína y metionina. La reacción inversa, o sea el pasaje de formas reducidas a sulfatos, es común en todas las formas de vida.

Analogías con el nitrógeno

Son importantes las formas **atmosféricas**, que resultan en una redistribución espacial y química.

Es semejante al N por la gran importancia del pool orgánico. Las transformaciones análogas a las del ciclo del N son posibles por los varios estados de valencia que posee, y por ser un constituyente orgánico e inorgánico.

La oxidación y reducción del S inorgánico del suelo es debida principalmente a reacciones llevadas a cabo por **microorganismos**.

Analogías con el fósforo

Es un elemento requerido por las plantas en **cantidades** semejantes al fósforo, con el cual presenta analogías que pueden provocar antagonismos.

Son importantes las formas **adsorbidas**, que aumentan con la disminución del pH, fundamentalmente en caolinitas, arcillas y óxidos de Fe y Al.

Debido a la competencia entre sitios de adsorción entre sulfatos y fosfatos, es que se utiliza el desplazamiento mediante fosfato de potasio para la determinación de sulfatos extractables.

Diferencias con el fósforo

Muchos de los sulfatos son fácilmente **sólubles** en agua. Solamente en zonas áridas pueden acumularse grandes cantidades de SO_4Ca , SO_4Mg , SO_4Na . En las regiones húmedas hay sulfatos en solución y adsorbidos.

Azufre

2. Formas de S en agroecosistemas

Azufre total

Los contenidos de S total en suelos de regiones templadas están en el rango de 0,005 a 0,04%, dependiendo de los contenidos de materia orgánica y de las condiciones climáticas. Puede variar entre menos de 20 ppm en suelos muy arenosos hasta 600 ppm en suelos muy arcillosos. En la mayoría de los suelos oscila entre 100 y 500 ppm.

Azufre orgánico

Es la mayoría del S presente en los suelos y oscila entre 95 y 98%. La relación C:N:S de la materia orgánica es aproximadamente 125:10:1.

El S orgánico presente en la materia orgánica proviene de los residuos vegetales, animales y microbianos que se incorporan al suelo. La distribución de las diferentes formas de azufre en la materia orgánica se conoce poco, y la información en Latinoamérica es escasa.

Azufre inorgánico

Es una pequeña parte del S total del suelo. Comprende las siguientes formas:

Sulfatos

Son los más comunes en suelos, y pueden encontrarse:

-**solubles** en la solución del suelo, en bajas concentraciones, aprovechables directamente. Están en equilibrio con la fase sólida del suelo.

-**adsorbidos**: la retención sigue la serie caolinita > illita > bentonita. También es alta la adsorción en suelos con óxidos de hierro. La adsorción de sulfatos es importante en suelos ácidos.

Los procesos de adsorción, que pueden representarse con las isotermas de Freundlich y de Langmuir, son particularmente reversibles.

-**precipitados**: en suelos de regiones áridas existen niveles considerables de S, debido a la acumulación de sulfatos, o al ascenso, por capilaridad, de aguas subterráneas ricas en ellos, o como resultado del contenido de sulfato en el agua de riego aplicada.

Los principales compuestos de S que se acumulan son el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la anhidrita (CaSO_4), y la epsomita ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). En cantidades menores se encuentran minerales poco solubles como la estaflerita (Zn S) y calcopirita (CuFeS_2).

Sulfuros

En casos de anaerobiosis, como ocurre en los suelos anegados y pantanosos, y en el cultivo de arroz, aparecen los sulfuros y la pirita (FeS_2). Por lo general, en condiciones aeróbicas se oxidan rápidamente a sulfatos.

3. Ciclo

La fuente original de S en suelo es la pirita (FeS_2) de las rocas ígneas. Durante la meteorización se produce una oxidación a sulfatos, asimilados por plantas y microorganismos e incorporado a la materia orgánica. En algunos suelos el S es retido como yeso o epsomita, o lixiviado.

La atmósfera es fuente de cantidades considerables de azufre. En años recientes se ha prestado especial atención al flujo atmosférico de gases de azufre.

Son emitidos por fuentes naturales, como la actividad de los volcanes, entradas atmosféricas como sulfatos en "sprays" oceánicos y transmisión atmosférica de SO_2 y SH_2 de pantanos y estuarios, aunque es difícil su cuantificación.

Por actividad antropogénica, el SO_2 es producido por aporte de combustibles fósiles, fusión de minerales sulfurados, y en diversas operaciones químicas que comprenden la digestión de materiales con $\text{SO}_4\text{H}_2\text{O}$.

El SO_2 atmosférico se combina con agua formando ácido sulfuroso, que se oxida rápidamente a sulfúrico.

En zonas industriales la concentración atmosférica de SO_2 es alta. Parte del S atmosférico se disuelve en la lluvia y es uno de los responsables de la lluvia ácida.

Alta concentración de SO_2 atmosférico pueden provocar problemas

Altas concentraciones de SO_2 atmosférico pueden provocar problemas en las plantas, pues afecta la fosforilación, hay rupturas de membranas de cloroplastos, el SO_2 se disuelve en la humedad del mesófilo y el SO_3H_2 producido se disocia, con producción de protones, sulfitos ácidos y sulfatos.

En regiones rurales puede existir un aporte atmosférico de 5 kg S / ha año, mientras que en áreas industrializadas puede llegar a 200 kg S / ha año. La cantidad de S atmosférico está también relacionada con la distancia al mar: los suelos de las regiones marítimas están bien provistos de S.

SO_2

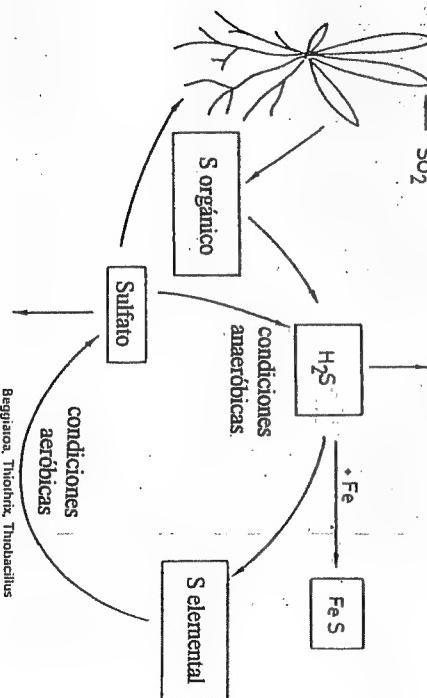


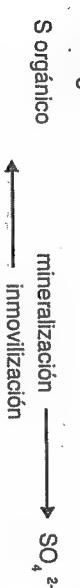
Figura 1.

Azufre

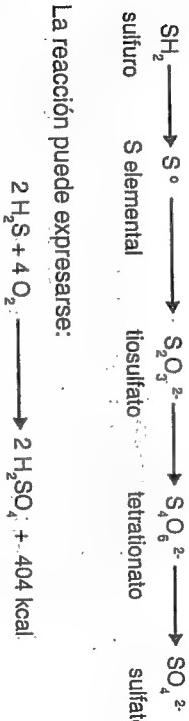
Las plantas absorben al azufre principalmente como sulfatos, aunque se han citado casos de crecimiento de plantas con aminoácidos azufrados: metionina, y existen en la actualidad evidencias que demuestran que las plantas pueden utilizar SO_2 atmosférico.

Se han realizado experimentos con maíz, girasol y tabaco en soluciones nutritivas sin azufre pero con distintas concentraciones de SO_2 atmosférico. Una concentración óptima sería 1 mg SO_2/m^3 , con 1,5 mg SO_2/m^3 se produciría menor crecimiento y necrosis.

El sulfato asimilado por los microorganismos e incorporado a la biomasa sigue el proceso de **inmovilización**.
El proceso mineralización – inmovilización sigue el mismo patrón que en



La fracción orgánica de azufre se torna disponible mediante la mineralización. En este proceso intervienen bacterias de los géneros *Thiobacillus*, *Beggiatoa* y *Thiotrix*. El S orgánico forma H_2S , que en medio aeróbico se oxida a Selemental y sulfato.



La reacción puede expresarse:

En este proceso se incrementa la acidez del suelo. **Importancia práctica:** la adición de S elemental al suelo se utiliza como mejorador del pH de suelos alcalinos.

La **reducción** de sulfatos puede producirse por incorporación en los componentes celulares (reducción asimilativa o inmovilización), o por reducción respiratoria, lo que ocurre en ambientes favorables para bacterias anaeróbicas de los géneros *Desulfobacter* y *Desulfotomaculum*. El sulfato sirve de sustituto de O₂ durante el metabolismo del C, del mismo modo que ocurre en la dentíficación. Los hábitats típicos de estas bacterias son aguas estancadas, sedimentos marinos profundos y estuarios.

Se produce entonces H_2S , que en parte puede perderse a la atmósfera. En condiciones aeróbicas se favorecerá la formación de sulfato, ion relativamente móvil que puede perderse por lixiviación.

S no unido al C: se presenta como ésteres (ROSO_3H), tales como sulfatos fenólicos y polisacáridos sulfatados; es rápidamente reducido a H_2S con ácido iodiídico.

El S reducible con IH (mezcla reductora fuerte) es considerada la fracción más labil del suelo ya que es rápidamente hidrolizable; se piensa que está asociada con materiales húmicos y fúvicos. Puede ser un 50% del S total, y oscila en suelos de Buenos Aires entre 30 y 80%.

El S orgánico unido al carbono constituye menos del 50%, son principalmente aminoácidos, como metionina y cisteína libres o formando parte de polipéptidos y proteínas.

En experiencias de la Cátedra mencionada se comprobó alta correlación entre S total, carbono orgánico y fósforo orgánico y una relación inversa con el pH.

En Argiudoles típicos, el contenido de S total, S reducible y S orgánico fue mayor que en Hapludos típicos y énticos.

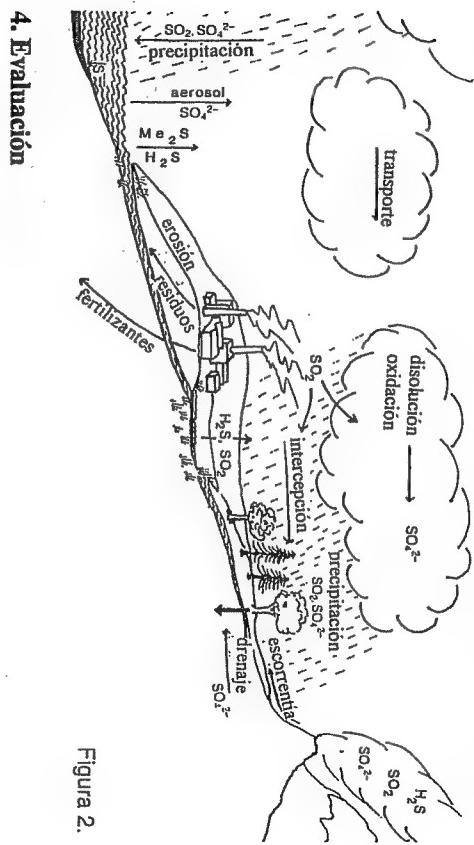


Figura 2.

4. Evaluación

S total

Su determinación puede efectuarse mediante fusión con CO_3Na_2 , que sería un método adecuado para todo tipo de suelos ya que da la seguridad de una oxidación completa; o mediante digestión con ácido perclórico, que es un método menos tedioso pero puede no descomponer todos los minerales que se encuentran en el suelo. En suelos de la provincia de Buenos Aires, para el horizonte superficial se han encontrado valores entre 205 y 363 ppm.

S extractable

Se extrae con **fostato ácido de potasio** que remueve formas solubles y adsorbidas. La determinación puede ser gravimétrica o colorimétrica. Este extractante estaría relacionado con la extracción de S por las plantas, y se han encontrado bajos niveles, en el orden de pocas partes por millón (4 a 7 en suelos de la provincia de Buenos Aires).

Entre otros, han sido utilizados también los siguientes extractantes: fosfato ácido de calcio, extractante Bray 1, cloruro de calcio, acético-acetato de amonio, bicarbonato de sodio, etc.

S orgánico

En estudios realizados por la Cátedra de Edafología de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires, en suelos de la provincia de Buenos Aires el porcentaje de S orgánico encontrado fue mayor al 97%.

La alta proporción de S orgánico en los suelos y la no siempre buena relación entre el S extractable y el crecimiento de las plantas, condujo a estudios sobre los procesos de mineralización-inmovilización.

Esto involucraba la identificación de fracciones biológicamente significativas dentro del S orgánico, mediante métodos de fraccionamiento.

Fraccionamiento del S orgánico: se elimina el sulfato inorgánico con fosfato de potasio, se extrae la materia orgánica con $\text{NaOH} 0,1 \text{ N}$ y se determina S de ácidos fulvicos, de ácidos húmicos y de huminas.

Una técnica común es la separación de S orgánico en azufre unido al C, y azufre de ésteres.

S directamente unido al C: los compuestos de este grupo incluyen aminoácidos como la cisteína y la metionina.

Deficiencias de Azufre

En regiones templadas, los suelos con mucha materia orgánica tienen una buena provisión de azufre. Las deficiencias son comunes en suelos arenosos, bien drenados, con lluvias abundantes, en regiones lejos de las industrias y del mar.

Las deficiencias de azufre en plantas producen reducción del crecimiento, el tallo se ve más afectado que la raíz, las plantas se ponen rígidas y quebradizas, con tallos delgados y clorosis en hojas jóvenes.

Las deficiencias de S se han hecho más notorias debido a que en la actualidad se utilizan fertilizantes y pesticidas con menores cantidades de S, por mayores rendimientos, y por ende mayores requerimientos de los cultivos, y por una disminución de las cantidades de SO_2 atmosférico que llega en agua de lluvia o deposición seca cuando existe control de las emisiones.

S directamente unido al C: los compuestos de este grupo incluyen aminoácidos como la cisteína y la metionina.

Bibliografía de apoyo

- CRESSER M., K. KULLHAM, T. EDWARDS. 1993. Soil Chemistry and its applications. Cambridge Environmental Chemistry Series 5, 192 pp.
- FASSBENDER HW, E. BORNEMISZA. 1987. Química de Suelos con énfasis en suelos de América Latina. IICA. San José, Costa Rica.
- MENGEL K., E. KIRKBY. 1987. Principles of plant nutrition. Int. Potash Institute. Berna, Suiza, 687 pp.
- MAJNARD D.G. 1998. Sulfur in the environment. Marcel Dekker. 370 pp.
- MIZUNO I., B. LAFAILLE, L. GUERRÉ. 1990. Caracterización del azufre en algunos Molisoles de la provincia de Buenos Aires. Ciencia del Suelo 8:111-117.
- PAGE A.L.(ed). 1982. Methods of Soil Analysis. ASA-SSSA. Madison, USA:501-538.
- STEVENSON F.J. 1986. Cycles of soil C, N, P S and micronutrients. J. Wiley and Sons. 380 pp.

Sistemática de Suelos

Procesos pedogenéticos
Clasificación de Suelos

7

PROCESOS PEDOGENÉTICOS

Temario

1. Introducción
2. Suelos climax
3. Tipos de evolución
4. Principales procesos pedogenéticos
 - 4.1 Calcificación
 - 4.2 Lixivación
 - 4.3 Podsolización
 - 4.4 Laterización
 - 4.5 Salinización, solonetzización y solodización
 - 4.6 Gleización
 - 4.7 Calcimorfismo

PROCESOS PEDOGENÉTICOS

Ing. Agr. Luis Berasategui e Ing. Agr. Olga S. Heredia

OBJETIVOS

- Interpretar la formación de suelo como un proceso integrado de dirección espacio - tiempo, que depende de la influencia del material original, el clima, los organismos, el relieve y el tiempo.

1. Introducción

En capítulos anteriores se ha visto que el suelo es distinto del sustrato geológico o material original que lo soporta y que resulta de la acción de los factores biológicos y climáticos sobre este material.

Los factores que intervienen en la formación del suelo son de dos categorías:

- "factores pasivos", principalmente la roca madre que suministra la «matrícula» del suelo;
- "factores activos", clima y vegetación, que transforman, labran esta materia. La vegetación desempeña una misión esencial por la materia orgánica que incorpora y que puede tener propiedades muy variables.

Por lo tanto, pueden definirse diferentes fases en la evolución del suelo; así, cuando una roca madre es descubierta por la erosión, el suelo no existe, y se lo designa litosol (roca madre dura) o regosol (roca madre blanda).

Un suelo joven ha sufrido un principio de evolución, pero ofrece propiedades muy afines a las de la roca madre.

Un suelo maduro es un suelo que ha terminado su evolución, que se encuentra en equilibrio con la vegetación y el clima y, por tanto, es estable en la medida en que ningún factor de perturbación viene a destruir este equilibrio.

Algunos suelos son relativamente recientes y su evolución se ha desarrollado enteramente después del último período glacial (Wurm); como las variaciones climáticas de este período han sido de pequeña amplitud, no han modificado sensiblemente la orientación general de la evolución de los suelos, por lo cual se puede admitir que estos suelos recientes han sufrido la acción de un único ciclo climático, que se puede calificar de actual: se dice que son «monocíclicos». Por el contrario, los suelos más antiguos (preglaciares) han

sufriendo muchas fases de evolución sucesivas, sometidos a climas muy diferentes, por ejemplo, alternativamente cálidos o muy fríos, conservando la marca de estas evoluciones climáticas sucesivas: se dice que son «políclicos» (o poligenéticos).

2. Suelos climax

La noción de «climax», tomada de la fitosociología, se adapta particularmente bien a los suelos recientes, postglaciares, que, por consiguiente, no han sufrido más que un sólo ciclo de evolución; por analogía con la noción de climax de la vegetación el climax del suelo es el perfil que está en equilibrio con la vegetación estable característica de un medio dado y no modificada por el hombre. Por extensión, con frecuencia se engloba en el término «climax» el conjunto suelo-vegetación, no perturbado, que caracteriza un medio dado (se le llama también «ecosistema»).

De lo indicado, se deduce que existen dos formas de climax: uno (climax climático) que depende fundamentalmente del clima, bien visible a escala mundial, y otro (climax situacional) que depende de los factores locales y que se manifiesta de una manera más clara en los mapas a gran escala.

El suelo que se forma a expensas de una roca madre que aflora y es colonizada por la vegetación, pasa por grados de «juventud» sucesivos, y luego llega a la fase de madurez correspondiente al climax estable; la evolución se acerca entonces al climax y se dice que es «progresiva»; por el contrario, si se aleja del climax, es calificada de «regresiva».

1º Climax climático: suelos zonales y suelos análogos

Cuando el «climax» está esencialmente condicionado por los factores climáticos, se muestra relativamente independiente de los factores locales, de las «situaciones»; esto es cierto sobre todo para la vegetación que, en latitud, forma las «zonas» (suelos zonales) y en altitud, los «pisos» sucesivos. Sin embargo, estos equilibrios climáticos sólo pueden existir cuando los factores locales no tienen un carácter demasiado marcado para impedir la instalación de la asociación climática (noción de umbral ecológico), ya que si esto ocurre aparece un «climax situacional», que será definido posteriormente.

En realidad, si bien en una zona climática dada la asociación vegetal climática es relativamente uniforme, no sucede lo mismo con los suelos: éstos no son completamente independientes de los factores locales, en particular de la roca madre; sólo los horizontes superiores, los tipos de humus, están ligados al tipo de vegetación y son relativamente uniformes. En cambio, los horizontes minerales inferiores reflejan las propiedades de la roca madre: se trata de los «suelos análogos», que caracterizan, por tanto, un mismo tipo de vegetación, ocupando afloramientos de rocas madres diferentes.

2º Climax estacional o situacional: suelos intrazonales y asociaciones especializadas

La vegetación climática (y en consecuencia, el suelo «climax» climático) no pueden desarrollarse cuando reinan ciertas condiciones locales muy particulares. En este caso, la vegetación climática es sustituida por una «asociación especializada» que engendra un tipo de humus, generalmente muy diferente del que caracteriza los suelos «análogos» climáticos, y el suelo es llamado «suelo intrazonal»; el ejemplo más característico es el de las turberas de los pantanos en las situaciones mal drenadas. En efecto, son las propiedades físicas, principalmente los factores «hidromorfía» e insuficiencia de aircación, los que condicionan la mayor parte de los climax estacionales. No obstante, ciertos climax estacionales están ligados a propiedades físico y químicas particulares de la roca madre; por ejemplo, los vertisoles de la provincia de Entre Ríos desarrollados sobre «llanos calcáreos» con alto porcentaje de arcilla y presencia de carbonatos; en este caso particular, el climax situacional ocupa, paradójicamente, una gran superficie, más importante incluso que la ocupada por el climax climático que está localizado sobre áreas con loess.

3. Tipos de evolución

Se distinguen dos tipos fundamentales de evolución progresiva, orientada hacia el climax, y la evolución regresiva, que se aleja de él.

Evolución progresiva. La más característica es la que se observa sobre una roca madre que aflora, a medida que es colonizada por la vegetación. Su punto de partida también puede ser la denudación de la roca madre, como consecuencia del arrastre del suelo por la erosión, o resultar de un nuevo depósito (por ejemplo, formación de aluviones) que ha «enterrado» el antiguo suelo (con frecuencia se encuentran antiguos horizontes de superficie, turbosos, enterrados bajo aluviones recientes).

Evolución regresiva. Es aquella que se aleja del climax, pudiendo distinguir todavía dos tipos:

- Rejuvenecimiento por la erosión que descarna los horizontes superiores o incluso el suelo entero («regresión»).
- Nueva evolución, diferente de la evolución progresiva normal, provocada por un cambio de la vegetación, que procede en general, de la intervención humana («degradación»).

Los casos de rejuvenecimiento son frecuentes; aparte de la erosión, se puede citar el ejemplo de un antiguo suelo, recubierto por un depósito nuevo (dunas, aluviones recientes).

4. Principales procesos pedogenéticos

Los procesos fundamentales que conducen a la formación de los suelos se definen de acuerdo a las condiciones de alteración, el estado del complejo sorbente y a la naturaleza de las migraciones. Pueden distinguirse seis procesos evolutivos.

4.1 Calcificación

Este proceso tiene lugar muy típicamente bajo vegetación natural de estepa, o de matorral desértico en climas húmedos y subhúmedos hasta los desérticos con precipitaciones desde luego muy variables. Bajo ciertas condiciones de humedad puede haber migración considerable, pero no lo suficiente para que los carbonatos de calcio y magnesio sean enteramente removidos por el agua de drenaje como ocurre por el contrario con las sales solubles. La calcificación tiene lugar preferentemente en climas áridos a subhúmedos y húmedos y, en la región pampeana, más del 80% de los suelos con aptitud agropecuaria tienen su origen en este proceso de formación.

En los perfiles de climas áridos y semiáridos que no están completamente lavados sólo la parte superficial no tiene carbonato de calcio que se acumula por precipitación a poca profundidad. El valor o potencia de esta acumulación depende de la característica del material generador del suelo y de la profundidad a que llega la lluvia efectiva. Cuanto más altos sean los valores de lluvias y menores los de evapotranspiración potencial menos desarrollado y/o a mayor profundidad se encontrará el horizonte de acumulación de carbonato de calcio.

Cuando el lavado es suficientemente intenso para afectar a todo el perfil del suelo, el carbonato cálcico deja de presentarse. Si se trazan perfiles en la zona central de la Argentina de oeste a este, según la dirección de humedad creciente, el calcáreo desciende cada vez más hasta que, en último término es arrastrado profundamente por las aguas de drenaje. En algunos suelos profundos y permeables de la Pampa subhúmeda, por ejemplo, el carbonato de calcio se encuentra a una profundidad mayor aún de 3 m y en sectores más húmedos de la región, pero en suelos con roca madre más fina, aquél se deposita antes de los 2 m.

Con un lavado moderado el perfil del suelo, aunque libre de carbonato de calcio, tiene un contenido de bases alto y reacción neutra. Bajo estas condiciones, la descomposición de residuos vegetales en su mayor parte procedentes de Gramíneas, da origen a un humus Mull muy oscuro y estable de alto valor agronómico.

Los agregados estructurales son muy estables y la eluviaciación mecánica es relativamente débil. Estas circunstancias derivan en una elevada aptitud de estos suelos. Los suelos negros de la región pampeana húmeda y subhúmeda, constituyen ejemplos concretos de estas condiciones. Con la continuación del

lavado, el perfil se hace más ácido por pérdida de bases y, como consecuencia de ello, los agregados estructurales tienden a perder su estabilidad y también a incrementar el proceso de eluviaciación mecanica o lixiviación.

En resumen, las características del proceso pueden señalarse así:

- Alteración: Se manifiesta por pérdidas muy débiles de sílice y formación de arcilla con elevado poder sorbente
- Complejo absorbente: Capacidad de cambio con muy alta saturación de Ca^{++} y Mg^{++} .
- Migración: Lavado o migración parcial de las sales alcalino-térreas con acumulación a veces de carbonatos en el horizonte inferior y con nula o escasa acumulación de coloides.

El proceso de calcificación es el predominante en la génesis de varios grupos importantes de suelos climatogénicos.

Este proceso contribuye a la formación de los suelos desérticos y de pradera, así calificados por motivaciones climáticas y según el sentido creciente de la humedad. Las diferentes categorías evolutivas involucradas en ambos niveles, dependen del balance hídrico o humedad efectiva.

a) Suelos desérticos. Son características de zonas desérticas y semidesérticas y están afectados mucho más por los elementos climáticos que por los organismos. Comprenden, según la dirección decreciente de la humedad, los siguientes grandes grupos:

- Suelos Pardos y Pardos rojizos
- Suelos Rojos de desierto
- Suelos Grises de desierto

La división de estos suelos en particular, se basa sobre las características de la vegetación nativa y del clima. Así, la vegetación de los suelos Grises y Rojos de desierto consiste en plantas desérticas arbustivas y raíces y la de los suelos Pardos, por pastos cortos, matas y arbustos. Desde el punto de vista climático, los suelos Grises y Rojos de desierto se desarrollan bajo condiciones áridas y los Pardos y Pardos rojizos en ambientes semiáridos.

b) Suelos de pradera. Se desarrollan en condiciones altamente bióticas muy superiores a las de los suelos desérticos. El efecto combinado del clima y los agentes bióticos, es producir suelos con horizontes moderadamente bien desarrollados cuyas características esenciales son, entre otras, las siguientes:

- Perfiles orgánicos con horizontes superficiales que varían de pardo oscuro a negro.
- Estructura granular en el horizonte superior.

- Formación de unidades estructurales en bloques y/o prismas en el horizonte B.
- Perfil textural variable: débil - moderado a fuertemente desarrollado.
- Lixiviación débil a moderada de hierro y arcilla en regiones húmedas.
- Presencia de carbonato de calcio.

Los suelos de pradera, comprenden, según la dirección decreciente de la humedad, las siguientes categorías evolutivas, a saber:

- Suelos Brunizems.
- Suelos Chernozems.
- Suelos Castaños.

En general, puede decirse que los suelos de referencia se han desarrollado bajo vegetación esteparia constituida por Gramíneas, cuyo ciclo vegetativo está limitado a menudo a la estación húmeda de primavera y principio de verano; en algunos casos (Argentina), el ciclo rige casi durante todo el año. El género *Stipa* es el más importante.

La estepa proporciona una materia orgánica abundante y muy rica en calcio interviniendo en forma ostensible en la génesis de estos suelos. Cuando el clima es más árido la estepa es menos densa y el tenor de materia orgánica es menos elevado como acontece con los suelos Castaños.

Los grupos de suelos de pradera pueden diferenciarse simplemente según el grado de lixiviación de los carbonatos, a saber:

- En los suelos Brunizems hay lixiviación completa de carbonatos, prácticamente en todo el espesor del solum.
- En los Chernozems, que se desarrollan bajo condiciones menos húmedas, la lixiviación de los horizontes superiores es a menudo completa o casi completa.
- En los suelos Castaños, que evolucionan bajo condiciones menos húmedas aún, la lixiviación de los horizontes superiores es siempre incompleta.

Con excepción de los segundos, probablemente, estos suelos están ampliamente representados en el área pampeana.

4.2 Lixiviación

Es el proceso de arrastre mecánico de coloides minerales. Tiene lugar en medio escasamente ácido y se diferencia de la podsolización en que la arcilla

no sufre más que un arrastre mecánico, sin que haya alteración química del coloide mineral.

Los hechos fundamentales en el proceso de la lixiviación son:

- Alteración: No hay alteración química del coloide mineral.
- Complejo absorbente: Equilibrio entre los iones H^+ y Ca^{++} .
- Migración: Arrastre más o menos intenso de la arcilla y del hierro. No hay migración de Materia Orgánica.

Los suelos lixiviados se desarrollan preferentemente en climas húmedos donde la abundancia de lluvias favorece al máximo el proceso de arrastre. En este proceso influyen principalmente el balance hídrico y la estructura y la naturaleza del humus. La arcilla en proporciones elevadas y la existencia de una capa de agua en el perfil, son factores también importantes en cuanto pueden actuar hasta frenar o impedir la lixiviación.

a) Balance hídrico: el agua de gravitación que circula en el suelo juega un papel destacado en el proceso de arrastre mecánico de coloides minerales, pero su importancia depende del balance hídrico o drenaje climático o sea la diferencia entre precipitación y evaporación. El cálculo de drenaje climático anual, globalmente considerado, es una referencia poco precisa; los datos pluviométricos anuales, en efecto, no son suficientes, por lo que es menester comparar para cada mes los valores de lluvias y los de evapotranspiración para obtener una indicación sobre la importancia del proceso de lavado y arrastre provocado por la acción del clima.

En la región pampeana con climas húmedos y subhúmedos la lixiviación se ve relativamente favorecida debido a que las lluvias abundantes que se producen en otoño y primavera dan lugar a un drenaje o lavado importante del perfil que se reflejan normalmente a través del traslado arrastre de sales solubles y coloides. El proceso determina la descarbonatación parcial o completa por la eliminación lenta del calcáreo pero también el suelo puede descalcificarse al sufrir el complejo absorbente una desaturación progresiva de los cationes alcalino-terreos retenidos. Las partículas de arcilla migran sin descomposición previa desde el horizonte A hasta su acumulación en el B, de manera tal, que el primero tiene siempre menos arcilla que los horizontes B y C. El arrastre coloidal puede fácilmente apreciarse por la existencia de una delgada película brillante de arcilla y óxidos de hierro que cubre las paredes de las unidades estructurales. El proceso alcanza su máxima expresión en los suelos con roca madre permeable y pobre en calcio en los cuales los horizontes A₁, A₂ (E), B y C pueden observarse a simple vista.

b) La estructura y naturaleza del humus: Los fenómenos de migración están condicionados por la existencia y proporción relativa de dos grupos de constituyentes diferentes que se originan en el curso de la descomposición de la materia orgánica y que actúan de manera antagónica en el proceso de lavado y arrastre; estos son los compuestos húmicos insolubles y los constitu-

yentes orgánicos solubles. Los primeros influyen sobre la arcilla contribuyendo a la formación de agregados y fijando el hierro y el calcio, en tanto que los compuestos hidrosolubles favorecen la dispersión de aquella y solubilización del hierro cuando el medio es pobre en calcio.

Cuando, como en el primer caso, la materia orgánica se descompone bajo condiciones de saturación (Mull cálcico), la humificación es abundante y se producen complejos arcilla-humus muy estables y una agregación muy elevada que actúan frenando o impidiendo el proceso de lixiviación. En el segundo, la formación de compuestos orgánicos solubles confieren a la fracción mineral una estructura poco estable favoreciendo un tanto la lixiviación mecánica del hierro y/o de la arcilla (Moder o Mull) pero en otras circunstancias (Mor), aquellos compuestos hidrosolubles pueden promover la degradación química de la arcilla y con ello contribuir a la promoción de los suelos podzólicos, condiciones estas últimas que no se dan en el ámbito de la Región Pampeana. En este proceso, solamente deben considerarse los suelos que han sufrido consecutivamente un arrastre y acumulación importante de coloides minerales, formando de manera muy visible horizontes A₂(E) y Bt.

4.3 Podsolización

Es el proceso de alteración química intensa de la arcilla que se produce bajo la acción del humus bruto o Mor muy ácido de resultado de lo cual hay liberación de sesquioxídos. Puede formularse la siguiente síntesis del proceso de podsolización:

- **Alteración:** Degradación química de la parte mineral del complejo de absorción en A₁, con liberación importante de sílice, hierro y aluminio.
- **Complejo absorbente:** Una gran parte saturado con iones hidrógeno siendo muy ácido.
- **Migración:** Lavado máximo de compuestos coloidales húmico-sesquioxídos.

Como se ve hay mucha diferencia entre la podsolización y lixiviación. En el primer proceso hay alteración química intensa de la arcilla, mientras que en el segundo proceso, solamente hay arrastre mecánico de los coloides.

Además, en la lixiviación no hay nunca migración de materia orgánica como ocurre con la podsolización.

La podsolización tiene lugar típicamente en climas fríos y bajo bosques de coníferas, dando lugar a la formación de podsoles y grupos afines con perfiles A-B-C, completamente lavados y con reacción ácida en todo el perfil. El proceso se expresa típicamente bajo los bosques de resinas (Podsoles clímaxicos o primarios) o de las landas de Ericáceas. Las Coníferas favorecen

al proceso por su menor contenido en bases de sus hojas y ramas respecto a los árboles de hojas caducas.

Aunque la podsolización puede desarrollarse a partir de cualquier material generador, la evolución de los suelos está afectada por su contenido en bases y por la permeabilidad, por lo que los Podsoles más típicos y mejor desarrollados se encuentran sobre arenas cuarzosas. Los suelos que se originan a partir de la podsolización, se denominan Podsoles, palabra derivada del ruso que significa color ceniza que muestra el horizonte A₂(E) de máximo agotamiento. Un perfil Podsol está formado por una espesa capa orgánica poco descompuesta (O₁), seguida o no de un horizonte humífero A₁ que pasa a un A₂(E) de color ceniciente completamente lavado por debajo del cual se encuentra el B, formado por B₁ rico en humus y B₂ de máxima acumulación de sesquioxídos. Los Podsoles se encuentran distribuidos en su mayor parte en el Hemisferio Norte ocupando las regiones húmedas al sur de la tundra, especialmente al norte y oeste de Europa, así como también en Canadá y Estados Unidos. En la Argentina parece ser que existen en Tierra del Fuego y, probablemente, también en otros sectores de la Cordillera austral.

4.4 Laterización

Este proceso, también denominado ferrallitización, opera típicamente bajo la extrema humedad y la alta temperatura de los climas tropicales. Los caracteres del proceso pueden resumirse así:

- **Alteración:** Pérdida máxima de sílice que es totalmente liberada en el curso de la alteración. Hay liberación de hierro y también de Al₂O₃.
- **Complejo absorbente:** Escasa capacidad de cambio; suelos muy desaturado.
- **Migración:** Lavado y arrastre muy importante de Sílice Ca⁺⁺ y Mg⁺⁺. A veces acumulación de sesquioxido más o menos deshidratado en superficie formando corazas.

Los suelos originales en este proceso se denominan:

- Suelos escasamente ferrallíticos ($\text{SiO}_4/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,7 \text{ a } 2$).
- Suelos ferrallíticos típicos ($\text{SiO}_4/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1,7$).
- Suelos ferrallíticos humíferos con más de 5% de Materia Orgánica.
- Suelos de lateritas.

Los suelos ferrallíticos son característicos de las zonas ecuatoriales en donde el drenaje climático es suficiente para promover la lixiviación de la Sílice y liberar grandes cantidades de Hierro y Aluminio.

Como ejemplo, de estos suelos en la Argentina se encuentran los suelos rojos de Misiones.

4.5 Salinización, solonetización y solotización

Estos tres procesos pedogenéticos pueden ser tratados en conjunto puesto que operan en la génesis de suelos con características intrazonales afines, en las cuales hay un exceso de sales solubles y cantidades anormales de sodio intercambiable o ambas cosas a la vez. Estos procesos dan lugar a la formación de los suelos halomórficos denominados:

- Salinos o Solonchaks
- Alcalinos o Solonetz
- Salinos alcalinos
- Alcalinos degradados o Soloth

Todos estos suelos se encuentran en lugares que reciben o recibieron en algún período anterior un exceso de sales y el nombre de halomórficos es aplicado por considerarse precisamente que las sales solubles deben estar presentes en alguna de las etapas de desarrollo de aquellos.

La fuente de sales en los suelos halomórficos comúnmente son las aguas subterráneas y superficiales que las contienen disueltas, las cuales las adquieren de diversas procedencias, a saber:

- Meteorización de las rocas en las márgenes superiores de los ríos.
- Disolución y transporte de sales solubles por las aguas de lluvias de los sitios más altos a los más bajos.
- Depósitos de sales formados en épocas geológicas antiguas constituyendo estratos entre los cuales se mueve el marco de agua.

Las condiciones más corrientes de evolución de los suelos halomórficos se producen a partir de aguas salinas próximas a lagos salados, mares continentales o sencillamente en depresiones en donde el agua de la capa freática se encuentra cerca de la superficie con períodos de humedecimiento y secados sucesivos. La evolución de aquellos suelos pueden también producirse artificialmente por prácticas defectuosas del riego.

Los suelos halomórficos, en su primera etapa de desarrollo, o de suelo salino, están caracterizados por la existencia de una capa de agua salada a poca profundidad y todo el perfil está sometido a la acción dominante de las corrientes ascendentes del agua salada. La vegetación es típicamente halófila constituida por especies herbáceas y arbustivas tolerantes a la sal.

a) Salinización. El proceso da lugar a la formación de los suelos Solonchaks o Salinos que representan la primera etapa en la evolución de los suelos halomórficos.

Los suelos Salinos aunque carecen de estructura debido al exceso de sales, los coloides están floculados y en consecuencia, son más permeables que los suelos sódicos.

He aquí la síntesis del proceso de salinidad:

- Alteración: Igualas características que en el proceso de calcificación.
- Complejo absorbente: Saturación casi total de calcio pero con sodio siempre menor de 15%.
- Migraciones: Desplazamiento ascendente de sales de cationes alcalinos y alcalino-térreos provenientes de una capa de agua salada.

b) Solonetización. Es la translocación de las sales o comienzo de desctrucción del complejo de adsorción en medio altamente alcalino. El proceso se desarrolla bajo vegetación de pastos o matas, principalmente en climas subhúmedo y semiarido y casi siempre como consecuencia de la desalinización del suelo por lavado; durante este proceso, el suelo retiene el sodio de cambio pero pierde la mayor parte de las sales.

Los hechos fundamentales en la alcalinización se resumen así:

- Alteración: Destrucción progresiva del complejo adsorbente en el horizonte A con pérdida de sílice y pH alrededor de 7.
- Complejo adsorbente: Saturación de Na principalmente en el horizonte B superior siempre al 15%; pH mayor de 8,5, a menudo por encima de 9.
- Migraciones: Lixivación muy importante de arcilla en medio muy alcalino (carbonato de sodio o salitre negro).

Los suelos que evolucionan en este proceso se llaman Solonetz. Sus características más sobresalientes son:

- Formación de carbonato de sodio y reacción alcalina.
- Movilidad de coloides altamente dispersados.
- Formación de unidades estructurales grandes, principalmente columnas.
- Muy plásticos y adhesivos en húmedo y extremadamente duros en seco.
- Materia orgánica fácilmente soluble.

- Horizonte B muy impermeable.

El porcentaje de sodio intercambiable en el horizonte nártico es mayor de 15, y el pH es a menudo mayor de 9 y la conductividad de extracto de saturación menor de 5 ds/m a 25°C.

c) **Solidización.** Es el proceso de reemplazo de una gran parte del sodio intercambiable por el hidrógeno de las aguas de lavado que se refleja en los horizontes superiores por una caída de pH. El fenómeno incluye frecuentemente el lavado de una parte del hierro que se manifiesta a través de algunas concreciones y máculas y regularmente distribuidas en el perfil. Este proceso se desarrolla principalmente en climas subhúmedos y semiáridos y casi siempre bajo vegetación de pastos, arbustos o pastos y árboles mezclados.

La síntesis del proceso es como sigue:

- **Alteración:** Hay sílice y liberación de cierta cantidad de hierro por destrucción del complejo adsorbente en A y reemplazo de Na^+ por H^+ hasta hacerse ácido el pH.
- **Complejo adsorbente:** Más de 7% de sodio intercambiable y más sodio que hidrógeno en el horizonte argílico, pH normalmente mayor de 8,0.
- **Migración:** Lixiviaciación de cationes y arrastre de hierro y arcilla.

Los suelos resultantes se llaman **Solods**.

Raras veces, un suelo Halomórfico en cualquiera de los niveles ya mencionados, se presenta en el paisaje abarcando grandes extensiones como unidad pura, y más bien, aquellos aparecen comúnmente en el área como una mezcla intrincada de Solonchaks y Solonetz o Solonetz y Solods, en asociación, en ambos casos, con unidades transicionales pertenecientes a estos grandes grupos. Se estima que los Solonchaks ocupan las partes más bajas, los Solonetz los puntos intermedios y los Solods los más altos en una secuencia que se cumple comúnmente a través de pequeños desniveles del terreno.

4.6 Gleización

Es un proceso intrazonal característico de ambientes bajos y deprimidos en donde el exceso de agua es el factor primordial en la génesis y evolución de los suelos denominados Hidromórficos.

El hidromorfismo puede ser **permanente o temporario**; en el primer caso, el suelo evoluciona bajo la influencia de una capa de agua fluctuante (suelos Gley) y en el segundo, bajo los efectos de la presencia temporal del agua meteorológica (suelos Pseudogley). Las evidencias del proceso están siempre mejor

expresadas en los suelos con hidromorfismo permanente.

La gleización se desarrolla en cualquier región climática dondequiera que haya un manto freático alto y de nivel variable o en lugares planos que posibiliten el estancamiento de las aguas de lluvias o de desborde de la red natural de drenaje. La vegetación es de bosques de pantanos o bien, de pradera a base de Gramíneas, Ciperáceas y Juncáceas. El clima (principalmente temperatura y precipitación) que tanta importancia tiene por su carácter activo en la génesis y evolución de los suelos zonales, en las áreas deprimidas su influencia es poco significativa y normalmente es superada por el localismo topográfico y las malas condiciones de drenaje. El relieve es siempre en estos casos, el factor condicionante y principal en la evolución del suelo.

En los suelos Gley el nivel freático se mantiene hasta muy cerca de la superficie; hay también condiciones alternantes de oxidación y reducción formándose en el seno de la capa de agua un horizonte de color gris azulado denominado Gley. El movimiento del agua y de las substancias disueltas en ella es siempre ascendente en condiciones no perturbadas. Este proceso de oxidación y reducción alterna influye sobre la movilidad y distribución del hierro y manganeso cuya presencia se manifiesta a través de numerosas máculas, estrías y concreciones ferromanganíferas.

En los Pseudogley, el régimen hídrico del perfil no está afectado por el agua subterránea que se encuentra a bastante profundidad para ejercer la influencia señalada para los suelos con hidromorfismo permanente. El movimiento del agua es siempre descendente y su retención a mayor o menor profundidad se debe a la existencia de un horizonte o estrato impermeable que impide completamente o en gran parte la infiltración de las aguas de lluvias o de crecientes de los ríos.

Las características salientes de la gleización pueden expresarse así:

- **Alteración:** Es variable según el pH y el tenor en calcio de la roca madre. Hay formación de hierro ferroso más o menos soluble bajo condiciones reductoras.
- **Complejo Adsorbente:** Puede haber equilibrio entre los iones H^+ y Ca^{++} o bien insaturación completa por el predominio de H^+ .
- **Migraciones:** En los suelos Gley hay ascenso de hierro ferroso a la parte superior donde precipita en forma irreversible al estado férrico. En los Pseudogley, por el contrario, hay lixiviación de hierro ferroso que se mueve lateralmente y precipita cuando el agua estancada desaparece.

En la región pampeana son numerosas las áreas afectadas por este proceso, en algunos casos, salpicando el paisaje dominado por los suelos zonales y en otros, abarcando grandes extensiones sin interrupción alguna como acontece en la zona inundable del Delta con más de 17.000 km² y en el área depresa de la provincia de Buenos Aires con más de 50.000 km².

Los suelos siguientes han evolucionado en este proceso intrazonal, a saber:

- Gley Húmicos
- Gley Subhúmicos
- Planosoles
- Semipantanosos

4.7 Calcimorfismo

Es un proceso intrazonal determinado por la presencia de un alto contenido en calcáreo en el material original. En el área pampeana están representados por los suelos rendzínicos y vertisólicos.

Los suelos rendzínicos se han desarrollado en clima húmedo-subhúmedo a partir de materiales marinos constituidos por bivalvos de la ingresión marina Querandinense y bajo vegetación de bosques caducifolio y tapiz de pastos.

Ocupan escasa superficie en la costa atlántica bonaerense.

Los vertisoles son suelos negros desarrollados sobre sedimentos arcillo-sos y se los encuentra, principalmente, en las provincias de Entre Ríos y Corrientes, con vegetación arborea y pastizales en clima húmedo-subhúmedo.

Poseen perfil A-Bt-C, porcentaje elevado de arcilla montmorillonítica y asociado al carácter expandente de ésta, "slickensides" y microrelieve "gilga".

A diferencia de la mayoría de los vertisoles de otras partes del mundo, en la Argentina presentan horizontes de acumulación bien desarrollados.

En ambientes planos poseen limitaciones de uso debido a sus características hidromórficas, mientras que en relieves ondulados presentan susceptibilidad a la erosión hidrálica.

Las características del proceso pueden señalarse así:

- **Alteración:** Se manifiesta por pérdidas muy débiles de silice y formación de arcilla con elevado poder sorbente.
- **Complejo absorbente:** Capacidad de cambio con muy alta saturación de Ca⁺⁺ y Mg⁺⁺.
- **Migración:** Lavado o migración parcial de las sales alcalino-térreas con acumulación de carbonatos en el horizonte inferior y con acumulación de arcilla.

Bibliografía de apoyo

- BONFILS, CONSTANTE. 1966. Rasgos principales de los suelos pampeanos. I.N.T.A.
- DUCHAUFOUR, PHILIPPE. 1984. Edafogénesis y Clasificación. Ed. Masson S.A.

CLASIFICACIÓN DE SUELOS

Ings. Agrs. Luis Berzategui, Diego Cosenitino y Prof. Nilda M. Arriago

OBJETIVOS

- Presentación y explicación de la «Taxonomía de Suelos», clasificación de suelos en uso en nuestro país. Caracterizar los criterios y bases usados en la separación de sus clases o taxones.
- Identificar las equivalencias de esta clasificación con la anteriormente usada, la Americana del año 1949.
- Presentar ejemplos de suelos argentinos.

1. Introducción

Existen dos grandes grupos de clasificaciones:

- Naturales
- Interpretativas

En este capítulo se tratarán solamente las clasificaciones naturales.

Las clasificaciones naturales tienen dos objetivos principales:

- Agrupar los grandes tipos de suelos en función de su génesis y de sus propiedades fundamentales. Ello se logra mediante la definición de categorías superiores (Ordenes, Subórdenes, Grandes Grupos).
- Proporcionar a los cartógrafos un instrumento de trabajo para elaborar mapas a gran escala utilizables con fines prácticos. Para ello se utilizan las categorías inferiores (subgrupos, familias, series). El objetivo formal es llegar a una clasificación única jerarquizada que comprenda todas las categorías. Tal clasificación debe presentarse en forma de pirámide: las categorías superiores poco numerosas formando la cima y las unidades inferiores cada vez más subdivididas y numerosas integrando la base.

Tradicionalmente se han dividido las clasificaciones naturales en genéticas y morfológicas.

Las clasificaciones genéticas son aquellas que se basan en los procesos fundamentales de la evolución de los suelos (edafogénesis y pedogénesis), mientras que en las morfológicas se consideran como elemento principal para el agrupamiento, los rasgos morfológicos del perfil.

Las clasificaciones más recientes reúnen características de las genéticas y de las morfológicas diferenciándose entre ellas por el mayor o menor énfasis que ponen en ambos criterios. Como ejemplo se puede mencionar a la Taxonomía de Suelos (Norteamericana) denominada morfogenética.

En general, todas las clasificaciones son «más genéticas» en sus categorías superiores y «más morfológicas» en las inferiores; característica ésta que deriva de los objetivos mencionados inicialmente.

2. Clasificación americana de 1949 (Thorp y Smith)

Se trata de una clasificación genética y fue la más utilizada en la Argentina hasta hace pocos años. Si bien, a partir de 1960 comienza a perder vigencia, aún hoy es ampliamente usada.

Define 3 órdenes:

- **Zonales.** Suelos desarrollados donde la evolución reconoce como factores formadores más importantes al clima y a la vegetación.
- **Intrazonales.** Suelos desarrollados cuya evolución ha sido determinada por factores locales como hidromorfismo, halomorfismo o ciertos tipos de material original.
- **Azonales.** Suelos con muy escaso o sin desarrollo ya sea por la acción de procesos de erosión o de deposición que impiden su evolución.

Para el ordenamiento a nivel de Suborden se tienen en cuenta las condiciones de clima y vegetación (para los zonales); y el factor de intrazonalidad (para los intrazonales). En los azonales no se diferencian subórdenes.

Orden	Suborden	Grandes Grupos
Zonales	Suelos oscuros de praderas	Tundra Grisoles de desierto Sierozems Pardos
Zonales	Suelos de transición Bosque-Pradera	Castaños Chernozems Chernozems degradados Pardos forestales Podzólicos
Zonales	Suelos de Bosque de zonas frías	Lateríticos
Intrazonales	Suelos Calcimórficos	Rendzinas Vertisoles Planosoles Gleyys Pantanosos Solonchaks Solods
Azonales	Suelos Halomórficos	Litosoles Regosoles Aluvionales

3. La taxonomía de suelos de los E.E.U.U.

Un sistema de clasificación completamente nuevo en diseño y nomenclatura, está en vigencia en los E.E.U.U.

Una de las mayores diferencias entre este sistema y otros reside en la definición de los elementos que condicionan la taxonomía.

Las características diferenciales seleccionadas son propiedades de los suelos, incluyendo la temperatura y su humedad; la génesis no es empleada excepto para mostrar la relevancia y para ponderar las propiedades de los suelos utilizadas. Por dichas propiedades se han descripto «horizontes diagnósticos», cuyas definiciones son precisas y cuantitativas (Cuadro N° 1).

Otra modificación significativa con respecto a otros sistemas es la nomenclatura utilizada. Los autores han considerado esencial aplicar una terminología completamente nueva, por arriba del nivel de serie, debido a problemas con conceptos e interpretaciones diferentes asociadas a un mismo nombre tradicional, nombres distintos dados a un mismo suelo y la dificultad en denominar a los integrados y en la traducción a diversos idiomas. Debido a que muchos de los «clásicos» grupos de suelos necesitaban ser extensamente redefinidos y sus rasgos de propiedades cambiados, se prefirió crear nuevos nombres.

La nueva nomenclatura ha utilizado principalmente fuentes griegas y latinas. Los elementos formativos de cada una de las categorías más altas son

llevadas sucesivamente hacia abajo hasta la categoría familia, de modo que con un poco de experiencia, se puede obtener información sobre las propiedades del suelo, simplemente analizando su nombre. Estos nombres pueden parecer extraños al principio pero, con un poco de estudio y experiencia, se puede apreciar y usar las ventajas de esta nomenclatura.

Estructura del Sistema

Las categorías del Sistema, desde los niveles más altos a los más bajos de generalización son: orden, suborden, gran grupo, subgrupo, familia y serie.

Cuadro № 1: Horizontes diagnóstico de la taxonomía de suelos E.E.U.U.

Horiz. Diag.	Nombre	Características
Mólico	Hístico	Horizonte profundo, rico en materia orgánica, saturado en bases, de consistencia frágil, oscuro y fértil (sin agregado de fertilizantes).
Melálico	Horizonte orgánico formado por restos vegetales orgánicos semidescompuestos (mas de 20 o 30%) de materia orgánica	
Antrópico	Horizonte oscuro y profundo, rico en materia orgánica, asociado a propiedades ándicas.	
Ocríto	Igual al mólico, pero su fertilidad se debe al agregado de fertilizantes	
Plagen	Igual al mólico pero le falta materia orgánica o profundidad o color. Horizonte atípico, se encuentra en suelos formados por grandes acumulaciones de materia orgánica en forma de estiércol, paja o residuos.	
Úmbílico	Horizonte de acumulación de arcillas	
Argílico	Horizonte de acumulación de humus, hierro y aluminio	
Spódico	Se forma por el laboreo del suelo (piso de arado)	
Ágrico	No presenta gran acumulación de nada, sólo diferencias de color y estructura	
Cambíco	Horizonte de acumulación de óxidos de hierro y aluminio	
Óxico	Horizonte claro, típico de lavado de arcillas y materia orgánica	
Árbico	Acumulación de carbonato de calcio	
Cálcico	Acumulación de sulfato; especialmente de calcio	
Gibálico	Acumulación de sales, fundamentalmente cloruro de sodio	
Sálico	Igual al argílico, pero con acumulación de sodio	
Nátrico	Horizonte cementado con impedimento para el pasaje de agua y ríacos	
Duripan	Igual al duripan pero se ablanda en húmedo	
Sub-superficiales	Horizonte argílico con ClC menor de 12 cmol _o kg ⁻¹	
Fragipan	Horizonte cálcico cementado	
Kándico	Horizonte gibálico cementado	
Petrocáctico	Horizonte cementado por hierro o manganeso	
Petroglísico	Horizonte cementado por hierro o manganeso	
Pláctico	Horizonte de humus lluvial asociado a suelos de altura en regiones tropicales.	
Sóbrico	Horizonte muy ácido (pH <3,5) causado por presencia de ácido sulfúrico	
Sulfúrico	Horizonte lluvial formado por degradación de un horizonte argílico, kándico o nátrico	
Glósico		

Con respecto a las clasificaciones americanas anteriores se ha agregado el subgrupo. Esta categoría ha sido introducida no sólo para contar con otro nivel de generalización, sino también para poder definir el concepto central de los grandes grupos y los intergrados y extragrados (transición a un «no suelo») y expresar más claramente en la taxonomía, que los suelos son un continuo, con cambios gradacionales en muchas propiedades.

La naturaleza de las características diferenciadoras empleadas en los distintos niveles del sistema se muestran en el cuadro № 2. Dos tipos de comentarios pueden hacerse para ayudar a la interpretación de esta tabla y al procedimiento general para la aplicación de las características diferenciadoras. Una es que en la práctica de la clasificación de suelos, en los niveles más altos de categorías se tiende a mirar a la población entera de suelos y ubicarlos en once amplios órdenes de suelos. Una vez que esto está resuelto, hay que considerar la naturaleza de solamente los suelos que estén dentro de un orden dado y determinar el ó. los subórdenes; y así sucesivamente con el resto de las categorías. De hecho, se decidió que ciertos suelos quedarán agrupados entre sí y separados a su vez de otros, y luego se buscaron las características edáticas que posibilitaron dichos agrupamientos y separaciones. Esto último se realizó empíricamente y llevó largos años encontrar las características más adecuadas para cada caso.

Esto lleva al segundo comentario: las características diferenciadoras no son uniformemente aplicadas, o aplicables, a todos los suelos en un nivel dado. La uniforme aplicación es a menudo considerada el óptimo o ideal de la clasificación, pero en poblaciones complejas y diversas como los suelos no es factible y práctica. Esto es, ciertos tipos de características diferenciadoras son aplicables solamente para ciertas taxas (del nivel arriba del que uno está considerando) para producir las taxas deseadas en el nivel con el que se está procediendo. Por ejemplo, el grado de humedad y los regímenes de humedad del suelo son útiles al nivel de suborden de la mayoría de los órdenes, pero ellos no tienen relevancia o significado en los Aridisoles, los suelos de los desiertos. Por lo tanto, otro tipo de característica diferenciadora es aplicada para producir un suborden relevante y útil dentro de los Aridisoles. Un ejemplo aún más llamativo se encuentra en el orden de los Histosoles. Las características usadas para los taxas de niveles por debajo del orden en los suelos minerales generalmente no tienen relevancia en suelos orgánicos. Entonces, el grado de descomposición de las fibras orgánicas, que arrastra un gran número de características accesorias y covariantes, solamente es usada como una característica diferenciadora dentro del orden de los Histosoles. Esto es llamado el **principio de la aplicabilidad limitada de las características diferenciadoras** que ellas pueden ser razonablemente aplicadas sólo para porciones de la población total en un nivel dado de categoría.

Cuadro Nº 2: naturaleza de las características diferenciadoras de las categorías del sistema de los Estados Unidos.

Categoría	Nro. de taxas	Naturaleza de la característica diferenciadora.
Orden	12	Procesos formadores de suelos indicados por la presencia o ausencia de horizontes diagnósticos mayores.
Suborden	≥58	Homogeneidad genética. Subdivisión de órdenes de acuerdo a la presencia o ausencia de propiedades asociadas con la humedad, regímenes de humedad del suelo y material madre.
Gran grupo		Subdivisión de los subórdenes de acuerdo a clase, ordenamiento y grado de expresión de horizontes, nivel de bases, regímenes de temperatura y humedad del suelo, presencia o ausencia de capas diagnósticas (plintita, fragipan, duripan).
Subgrupo		Concepto central del taxón para los grandes grupos y propiedades indicando intergradaciones a otros grandes grupos, subórdenes y órdenes, extragradación a «no suelo».
Familia		Propiedades importantes para el crecimiento de las plantas, amplias clases texturales de suelos promedio sobre la sección de control o solum, clases mineralógicas para la mineralogía dominante del solum, clases de temperatura del suelo (basada sobre la temperatura media anual del suelo a 50 cm de profundidad).
Serie		Tipo y ordenamiento de horizontes, color, textura, estructura, consistencia y reacción de los horizontes; propiedades químicas y mineralógicas de los horizontes.

Los nombres de los órdenes, el elemento formativo del nombre del orden usado como identificador a niveles más bajos y la derivación o fuente de dichos elementos formativos se presentan en el cuadro 3.

Cuadro Nº 3: nombre de los órdenes de suelos y sus elementos formativos

Orden	Elemento formativo	Derivación
Vertisol	ert	L- verto, turno.
Entisol	ent	(silaba, sin sentido)
Inceptisol	ept	L- <i>incipitum</i> , principio
Aridisol	id	L- <i>aridus</i> , seco.
Spodosol	od	Gr- <i>spodios</i> , cenizas de madera.
Ultisol	ult	L- <i>ultimus</i> , último.
Molisol	ol	L- <i>mollis</i> , blando.
Alfisol	alf	(silaba, sin sentido)
Oxisol	ox	Fr- óxido, óxido.
Histosol	ist	Gr- <i>histos</i> , tejido.
Andisol	and	Jap- Ando, oscuro
Gelisol	el	Gel-hielado

También se ha preparado una clave parcial que puede ser usada como una guía general para ubicar los suelos en los órdenes.

En el cuadro 4 se incluyen los elementos formativos que identifican a los subórdenes en los taxa del nivel más bajo, la fuente o derivación del nombre y el significado general de cada uno. El cuadro 5 es similar pero para el nivel de Grandes Grupos.

Clave simplificada para los órdenes de suelos

Taxonomía de suelos

Suelos no evolucionados. No presentan horizontes diagnósticos salvo óctico o antrópico.	Entisoles
Suelos poco evolucionados. Presentan horizonte diagnóstico cámbico.	Inceptisoles
Suelos con más de 30% de arcilla hasta 1 m de profundidad.	
Posse micro relieve gligal o slickensides o agregados cuneiformes.	Vertisoles
Suelos de desierto con epipedón óctico y uno o mas de los siguientes horizontes subsuperficiales: argílico, cámbico, nátrico, gibásico, sálico, cálcico, petrocálcico o duripán.	Aridisoles
Suelos con epipedón mólico.	Molisoles
Suelos con horizonte argílico. Sin epipedón mólico	Altisoles
Suelos con baja saturación de bases (menos de 35%) y horizontes argílicos.	Ultisoles
Suelos con horizonte óctico.	Oxisoles
Suelos con horizonte spódico.	Spodosoles
Suelos con epipedón hístico.	Histosoles
Suelos con propiedades áridicas (afolanos, vidrio volcánico)	Andisoles
Suelos que están helados gran parte del año	Gelisoles

El nombre de un suelo hasta nivel de gran grupo se confecciona combinando los elementos formativos del gran grupo, suborden y orden (Cuadros Nº 5, 4 y 3, respectivamente) de manera de formar una sola palabra.

Ejemplo: si se desea clasificar a un suelo que posee un fragipan y por razones del régimen de humedad se determinó que es un suborden «ud» y como consecuencia de tener un horizonte argílico y bajo nivel de bases pertenece al orden Ultisol, se lo clasifica como Fragiuult. Este cuadro también es útil para confrontar la lista de todos los subórdenes y grandes grupos establecidos.

Los subgrupos son identificados con una nomenclatura compuesta. Sus nombres llevan el nombre del gran grupo con la principal característica diferenciadora del subgrupo usado como un adjetivo modificador. Un subgrupo «típico» es definido como un taxón representando el concepto central del gran grupo. En este caso, el adjetivo típico se coloca a continuación del nombre del gran grupo como una palabra separada modificadora. Otras taxa son definidas de acuerdo a la posesión de una o mas características de otros grandes grupos a los cuales intergradan. Ciertos subgrupos poseen una o mas características no típicas o representativas de los subgrupos a los cuales son asignados, pero no están presentes en otros grandes grupos y entonces no intergradan. En este caso, el término adjetivo es usado para denotar este extrarado o rasgo o propiedad aberrante. Han sido desarrolladas reglas para la selección de nombres cuando la intergradación es a otro orden, que aquí no se explican. Como ejemplo, a un Paleudult que tipifica a este gran grupo se llama Paleudult típico. Si ahora considera otro suelo en este mismo gran grupo que posee plintita incipiente, se designará este como Paleudult plíntico.

Para la nomenclatura de la familia de suelos; los criterios son principalmente tres: amplias clases texturales, clases de mineralogía, y clases por temperatura de suelo. El nombre apropiado para la clase para cada uno de los tres tipos de criterios está presente usualmente como un adjetivo siguiendo al nombre del subgrupo, separado por una coma. Por ejemplo, considerando un Argiudol típico que es franco fino, sin predominancia de un tipo de arcilla y está localizado en la zona de temperatura del suelo térmica, a este suelo se lo designa como Argiudol típico, franco fino, mixto térmico.

Cuadro Nº 4: nombres de Subórdenes en la Taxonomía de Suelos. Elementos formativos y significado.

Elemento formativo	Derivación	Significado o connotación
alb	L - <u>albus</u> , blanco	Presencia de horizonte álbico (horizontes aluvial blanqueado) and
arg	Jap. Ando, oscuro	Características ándicas
acu	L - <u>aqua</u> , agua	Características asociadas con la humedad
ar	L. <u>area</u> , arar	Horizontes mezclados
Modificado	Horizonte Argílico	Presencia de horizonte argílico (un horizonte con arcilla lluvial)
arg	L. <u>argilla</u> , arcilla blanca	Características ándicas
bor	gr. <u>borega</u> , nore	Frio
fer	L. <u>ferrum</u> , hierro	Presencia de hierro
fibr	L. <u>fibra</u> , idem	Estado de descomposición mínima
fluvi	L. <u>fluvius</u> , río	Plano de inundación
hum	L. <u>humus</u> , tierra	Estado de descomposición intermedia
lept	Gr. <u>leptos</u> , fino	Horizonte delgado
ocr	Gr. <u>ochros</u> , palido	Presencia de epipedón óctico (una superficie de color claro)
ort	Gr. <u>orthos</u> , verdad	Lo más común
plag	Modificado del Al.	
psamm	Gr. <u>psammos</u> , arena	Presencia de epipedón plágico
rend	Modificado de Rendzina	Textura arenosa
sapr	Gr. <u>sapros</u> , putrefacto	Paréjido a la Rendzina
torr	L. <u>torridus</u> , seco caliente	Estado de descomposición máximo
trop	Modificado del Gr. tropíkōs; del solsticio	Usualmente seco
	Continuamente cálido	
ud	De climas húmedos	
umbra	L. <u>umbra</u> , sombra	Presencia de epipedón úmbrico (una superficie de colores oscuros)
ust	L. <u>ustus</u> , quemado	De climas secos, usualmente caliente en verano
xer	Gr. <u>xeros</u> , seco	Estación seca anual

Cuadro Nº 5: nombre de Grandes Grupos en la Taxonomía de Suelos. Elementos formativos y significado.

Elemento formativo	Derivación	Significado o connotación
acr	Modificado del akros, al final	Extrema meteorización
agr	L. <u>agel</u> , campo	Horizonte agrícola
alb	L. <u>albus</u> , blanco	Horizonte álbico
arg	Modificado Horizonte Argílico	Presencia de horizonte argílico (un horizonte con arcilla lluvial)
ant	L. <u>ardilla</u> , arcilla blanca	Epipedón antrópico
aci	Gr. <u>antrophos</u> , hombre	Características asociadas con la humedad
cálc	L. <u>aqua</u> ,	
camb	L. <u>calcis</u> , calcio	Horizonte cálcico
cri	L. <u>cambiare</u> , cambiar	Horizonte cámbico
crom	Gr. <u>chroma</u> , color	Frio
dur	L. <u>durus</u> , duro	Croma alto
distr	Modificado del Gr. <u>dys</u>	Duripan
eutr	entermo, gasto, infértil	Saturación de bases bajas
eu	Modificado del Gr. <u>eu</u> , bueno	Alta saturación de bases
fern	L. <u>ferrum</u> , hierro	Presencia de hierro
frag	Modificado del L. <u>fragilis</u> , frágil	Presencia de fragipán
fraglos	Compuesto de L. <u>fragilis</u> y <u>glossa</u>	Ver los elementos formativos de <u>fra</u> y <u>glos</u>
gib	Modificado de <u>gibista</u>	Presencia de gibista
glos	Gr. <u>glossa</u> , lengua	Lenguado
hal	Gr. <u>hals</u> , sal	Salado
hapl	Gr. <u>haploous</u> , simple	Horizontes míntimos
hum	L. <u>humus</u> , tierra	Presencia de humus
hidr	L. <u>hydri</u> , agua	Presencia de agua
hip	Gr. <u>hypnon</u> , musgo	Presencia de <u>hypnum</u> lluvial
luo, lu	Gr. <u>loue</u> , regar	Iluvial
mol	L. <u>mollis</u> , blando	Presencia de epipedón mólico
natur	Compuesto de <u>Natrum</u> (tr) y <u>dur</u>	
ocr	Modificado de <u>Natrum</u> (sodio)	Presencia de epipedón nátrico
ogr	Gr. base de <u>ochros</u> , ocre palido	(una superficie clara)
pale	Gr. <u>pallos</u> , antiguo	Desarrollo antiguo
pell	Gr. <u>pellios</u> , oscuro	Bajo croma
plac	Gr. base de <u>plax</u> , roca chata	Presencia de pan delgado
plag	Modificado del <u>plaggen</u> , césped	Presencia de horizonte plágico
plint	Gr. <u>plinthos</u> , ladrillo	Presencia de plintita
cuarz	Gr. <u>quartz</u> , cuarzo	Alto contenido de cuarzo
rend	Modificado de <u>Rendzina</u>	Presencia de rendzina
rod	Gr. base de <u>rhodos</u> , rosado	Colores rojo oscuro
sal	L. base de <u>sal</u> , sal	Presencia de horizonte sálico
sider	Gr. <u>sideros</u> , hierro	Presencia de óxidos de hierro libres
somb	Fr. sombre, oscuro	Un horizonte oscuro

Cuadro N° 5 continuación

Elemento formativo	Derivación	Significación o connotación
sphagno	Gr. sphagnos, pantano	Presencia de musgo <i>sphagnum</i>
torr	L. torridus, caliente y seco	Usualmente seco
trop	Modifique del Gr. tropicos del solsticio	Continuadamente cálido
ud	L. sudus, húmedo	De climas húmedos
umbr	L. base de umbras, sombras	Presencia de epiedón umbrico
ust	L. Base de ustus, quemado	Clima seco, usualmente caliente en verano
verm	L. base de vermes, lombrices	Mezclado por gusanos u otros animales
vitr	L. vitrum, vidrio	Presencia de vidrio
xer	Gr. xeros, seco	Estación anual seca

EQUIVALENCIAS APROXIMADAS ENTRE LAS CLASIFICACIONES

AMERICANA 1949

TAXONOMÍA DE SUELOS

Tundra	Actoretels	
Desérticos	Aridosoles liticos	
Sierozeems	Aridisoles mólicos	
Pardos	Xerosoles arídicos	
Castaños	Ustoles	
Chernozems	Boroles	
Brunizemis	Udoles	
Chernozems degradados	Boralfes	
Pardo forestales	Ocreptes	
Podzoles	Spodosoles	
Lateríticos	Ultisoles	
Rendzinas	Oxisoles	
Vertisoles	Rendoles	
Planosoles	Vertisolos	
Gley	Aqualoles	
	Argiajiboles	
	Acuoles	
	Acueptes	
	Accultes	
	Histosoles	
	Salortiles	
Pantanosos	Grandes grupos nátricos de:	
Solonchak	Altisoles	
Solonetz	Andisoles	
	Molísoles	
	Argialboles	
	Subgrupos liticos	
Solods	Psammites	
Litosoles	Fluviates	
Regosoles	Andeptes	
Atuviales	Quartzipsamentos óxicos	

4. Ejemplos de la Argentina
Argiudoles típicos – Brunizem con B textural

Estos suelos se encuentran ampliamente difundidos en la denominada «región maicera» correspondiente al noroeste de la provincia de Buenos Aires y sur de Santa Fe. También se los encuentra en el área de las sierras de Tandil, Balcarce y de la Ventana.

Sus características sobresalientes son la presencia de un epiedón mólico y un horizonte argílico.

Se han desarrollado bajo vegetación de pastizal, en condiciones de clima húmedo a subhúmedo con precipitaciones entre 800 y 1.000 mm.

Material originario: loess bonaerense

Relieve: plano, hasta fuertemente onulado

Productividad: poseen excelente aptitud para una amplia gama de cultivos. Su limitación principal se refiere a su susceptibilidad a erosión hidrálica cuando se ubica en pendientes superiores al 1,5%.

Como ejemplo se incluye la descripción de la Serie Rojas, ubicada en el norte de la provincia de Buenos Aires.

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO

Ap	0-13 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limoso; estructura en prisms irregulares medios débiles que rompe en bloques medios moderados; muy frangible, no adhesivo; límite inferior claro, suave.
A	13-28 cm	Gris muy oscuro (10YR 3/1) en húmedo, franco limoso; estructura en bloques angulares medios moderados; muy frangible, no adhesivo; límite inferior claro, suave.
BA	28-36 cm	Pardo oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limoso pasado; estructura en prisms regulares medios moderados que rompe en bloques angulares y subangulares medios; firme, plástico; ligera mente adhesivo; barnices («clay skins») escasos, medios; límite inferior claro, suave.
Bt ₁	36-62 cm	Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/2) en húmedo; franco arcilloso; estructura en prisms regulares medios moderados que rompe en bloques angulares y subangulares medios; firme, plástico; adhesivo; barnices («clay skins») abundantes, medios; límite inferior gradual, suave.
Bt ₂	62-78 cm	Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/2) en húmedo; franco arcilloso; estructura en prisms irregulares medios débiles, frangible, ligera mente plástico; adhesivo; barnices («clay skins») comunes, medios; límite inferior gradual, suave.
BC	78-115 cm	Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) franco; estructura en bloques angulares y subangulares medios débiles, frangible, ligera mente plástico; no adhesivo; barnices («clay skins») escasos, finos y medios; límite inferior difuso.
C ₁	115-235 cm	Pardo (7,5YR 5/4) en húmedo; franco; masivo suelto en húmedo, no plástico, no adhesivo; límite inferior difuso.
C ₂	235-275 cm+	Pardo (7,5YR 5/4) en húmedo; franco limoso a franco; masivo; suelto en húmedo; no plástico, no adhesivo; moderada cantidad de carbonatos libres en la masa.

Como ejemplo se incluye la Serie Santa Isabel, en el sur de la provincia de Santa Fe.

Horizonte Profundidad (cm)	AP	A	BA	BI	B	BC	C	C
0-13	13-28	28-36	36-62	62-78	78-115	115-235	235-25	
Materia orgánica %	3,55	3,55	2,00	0,88	0,66	0,46	0,26	
Carbono orgánico %	1,77	1,77	1,00	0,44	0,33	0,23	0,13	
Nitrógeno total %	0,172	0,173	0,115	0,040	0,038	0,030		
Relación C/N	10	10	9	9	8			
Arclila 2μ %	22,9	23,7	25,5	35,5	27,8	16,9	14,4	12,3
Limo 2-50 μ %	49,4	46,8	48,3	39,5	42,0	43,8	46,6	52,3
Arena muy fina, 50-100 μ %	26,8	28,6	25,0	24,4	29,2	37,7	37,3	31,1
Arena fina, 100-250 μ %	0,9	0,9	1,2	1,1	1,0	1,6	1,7	2,2
Arena media, 250-500 μ %	0	0	0	0	0	0	0	0
Arena gruesa 500-1000 μ %	0	0	0	0	0	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcareo, CaCO ₃ %	0	0	0	0	0	0	2,1	
Equivalente de humedad, %	21,8	22,1	22,5	25,8	23,3	15,9	14,2	14,6
pH en pasta	5,9	5,9	6,0	6,1	6,3	6,7	8,0	
pH en agua, 1:2,5	6,0	6,0	6,7	6,9	7,1	7,2	8,4	
Cat. de interc. cmol _e kg ⁻¹	11,1	10,5	10,5	11,1	11,2	7,6	7,3	
Ca ⁺⁺	2,9	4,1	3,4	5,2	5,2	4,6	0,2	
Mg ⁺⁺	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	1,6	
Na ⁺	1,8	1,8	1,2	1,1	1,1	1,5		
K ⁺	6,3	5,9	4,9	4,5	3,7	2,9	1,8	
Acidez de intercambio								
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	16,0	16,6	15,3	17,6	17,7	14,1	13,6	
Capac. de intercambio	18,1	18,4	17,0	20,5	18,7	14,0	12,5	8,2
Saturación de bases, % (S/T)	88	90	90	86	95	100	100	

DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL TÍPICO

Horizonte Profundidad (cm)	AP	A	BA	BI	B	BC	C	C
0-13	13-28	28-36	36-62	62-78	78-115	115-235	235-25	
Materia orgánica %	3,55	3,55	2,00	0,88	0,66	0,46	0,26	
Carbono orgánico %	1,77	1,77	1,00	0,44	0,33	0,23	0,13	
Nitrógeno total %	0,172	0,173	0,115	0,040	0,038	0,030		
Relación C/N	10	10	9	9	8			
Arclila 2μ %	22,9	23,7	25,5	35,5	27,8	16,9	14,4	12,3
Limo 2-50 μ %	49,4	46,8	48,3	39,5	42,0	43,8	46,6	52,3
Arena muy fina, 50-100 μ %	26,8	28,6	25,0	24,4	29,2	37,7	37,3	31,1
Arena fina, 100-250 μ %	0,9	0,9	1,2	1,1	1,0	1,6	1,7	2,2
Arena media, 250-500 μ %	0	0	0	0	0	0	0	0
Arena gruesa 500-1000 μ %	0	0	0	0	0	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm %	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcareo, CaCO ₃ %	0	0	0	0	0	0	0	0
Equivalente de humedad, %	16,5	16,5	21,7	18,2	16,5	16,8	15,8	14,5
pH en pasta	5,9	5,9	6,1	6,2	6,7	7,0	7,6	8,0
pH en agua, 1:2,5	6,6	6,9	7,0					
Cationes de intercambio, cmol _e kg ⁻¹								
Ca ⁺⁺	9,1	10,7	9,7	8,7	7,0			
Mg ⁺⁺	2,2	3,3	4,4	5,3	4,4			
Na ⁺	0,3	0,9	0,4	0,4	0,5			
K ⁺	1,8	1,8	1,3	1,0	1,4			
Acidez de intercambio								
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	13,4	16,7	15,8	15,4	13,3			
Capac. de intercambio	15,0	18,8	16,5	16,1	13,9			
Saturación de bases, % (S/T)	89	89	96	96	96			

DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL TÍPICO

Horizonte Profundidad de muestra cm	AP	A	BA	BI	B	BC	C	C
0-20	20-36	36-67	67-98	98-145				
Materia orgánica %	2,66	1,82	1,18	0,42	0,24			
Carbono orgánico %	1,33	0,91	0,59	0,21	0,12			
Nitrógeno total %	0,102	0,062	0,71	0,035				
Relación C/N	11	15	8	6				
Arclila 2μ %	16,0	23,9	21,7	16,8	15,8			
Limo 2-50 μ %	43,1	39,0	39,5	43,0	42,4			
Arena muy fina, 50-100 μ %	39,3	35,3	37,0	37,7	38,9			
Arena fina, 100-250 μ %	1,6	1,8	1,8	2,5	2,9			
Arena media, 250-500 μ %	0	0	0	0	0			
Arena gruesa 500-1000 μ %	0	0	0	0	0			
Arena muy gruesa, 1-2 mm %	0	0	0	0	0			
Calcareo, CaCO ₃ %	0	0	0	0	0			
Equivalente de humedad, %	16,5	21,7	18,2	16,5	14,5			
pH en pasta	5,9	6,1	6,2	6,7	7,0			
pH en agua, 1:2,5	6,6	6,9	7,0	7,6	8,0			
Cationes de intercambio, cmol _e kg ⁻¹								
Ca ⁺⁺	9,1	10,7	9,7	8,7	7,0			
Mg ⁺⁺	2,2	3,3	4,4	5,3	4,4			
Na ⁺	0,3	0,9	0,4	0,4	0,5			
K ⁺	1,8	1,8	1,3	1,0	1,4			
Acidez de intercambio								
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	13,4	16,7	15,8	15,4	13,3			
Capac. de intercambio	15,0	18,8	16,5	16,1	13,9			
Saturación de bases, % (S/T)	89	89	96	96	96			

Estos suelos poseen epipedón móllico y han desarrollado un horizonte B con leve acumulación de arcilla (no llega a ser argílico) y con estructura en bloques y aún prismática.

Se han desarrollado bajo vegetación de pastizal y con precipitaciones entre 650 y 800 mm.

Distribución geográfica: se encuentran hacia el oeste y sur del área ocupada por los agujedales.

Material originario: sedimentos eólicos fracos.

Relieve: plano, a suavemente ondulado.

Productividad: su aptitud está limitada por las precipitaciones. En las áreas más lluviosas los rendimientos son muy elevados para todos los cultivos. En las zonas más secas hay restricciones para especies como el maíz, por lo que se dedican a sorgo, trigo y ganadería.

Haplustoles énticos - Brunizem regosólicos

Son suelos en estado intermedio entre los Molisoles y los Entisoles. Se trata de suelos desarrollados sobre sedimentos eólicos arenoso franco o arenosos que poseen epipedón móllico.

Distribución geográfica: se los encuentra distribuidos en el noreste y oeste de la provincia de Buenos Aires y sur de Santa Fe.

Relieve: suavemente ondulado a ondulado.

Productividad: sus principales limitaciones son el déficit de retención hídrica y el peligro de erosión eólica; por lo que presentan restricciones en la elección de las especies y prácticas conservacionistas.

A continuación se describe el perfil modal de la Serie Saforcada, ubicado en el partido de General Arenales, provincia de Buenos Aires.

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO

Ap	0-16 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo y pardo grisáceo (10YR 5/2) en seco; arenó franco, estructura granular media moderada que rompe en grano simple; muy friable a suelto en húmedo; límite inferior abrupto, suave.
A	16-38 cm.	Pardo muy oscuro a pardo grisáceo oscuro (10YR 4,5/2) en seco; arenó franco a franco arenoso; estructura en bloques angulares medios débiles que rompe en granulat; débil y en grano simple; muy friable en húmedo; límite inferior claro, suave.
AC	38-73 cm	Pardo oscuro (10YR 3,5/3) en húmedo y pardo (10YR 5/3) en seco; arenó franco; estructura en bloques subangulares medios débiles que rompe en granular y en grano simple; muy friable a suelto en húmedo; límite inferior claro, suave.
C	73-140 cm+	Pardo armazónico oscuro (10YR 3,5/4) en húmedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco; arenó franco a arenoso; estructura en bloques subangulares medios, débiles y masivo que rompe en grano simple, suelto.

Haplustoles énticos - Castaños

Estos suelos presentan un horizonte superficial oscuro que pasa gradualmente a un horizonte de transición AC y finalmente un C que presenta acumulación de carbonatos.

Se desarrollan bajo vegetación de pastizal en condiciones de clima subhúmedo a semiarido con lluvias desde 700 mm hasta menores de 600 mm.

Distribución geográfica: oeste de Buenos Aires, este de La Pampa y centro y sur de Córdoba.

Material originario: loess cordobense y sedimentos eólicos arenosos.

Relieve: muy suavemente ondulado a ondulado.

Productividad: está en relación directa con la cantidad y distribución de las lluvias que reciben. Son aptos para cultivos como trigo y sorgo principalmente, mientras que entre los forrajeros se destacan la alfalfa y el centeno.

Horizonte Profundidad de muestra, cm.	Ap 0-16	A 16-38	AC 38-73	C 73-140
Materia orgánica %	1,68	1,38	0,42	0,18
Carbono orgánico %	0,84	10,69	0,21	0,09
Nitrógeno total %	0,062	0,064	0,034	
Relación C/N	10	11	6	
Acílica, CaCO_3 , %	8,5	9,5	8,8	8,0
Límo 2-50 μ %	9,3	9,5	8,0	6,4
Arena muy fina, 50-100 μ %	67,7	66,4	67,6	69,4
Arena fina, 100-250 μ %	14,5	14,6	15,6	16,2
Arena media, 250-500 μ %	0	0	0	0
Arena gruesa 500-1000 μ %	0	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm %	0	0	0	0
Calcáreo, CaCO_3 , %	0	0	0	0
Equivalente de humedad, %	9,6	10,3	8,6	7,3
pH en pasta	5,7	6,0	6,2	6,8
pH en agua, 1:2,5	6,1	6,7	6,7	7,5
Cationes de intercambio, $\text{cmol}_\circ \text{kg}^{-1}$				
Ca ⁺⁺	8,4	6,4	6,4	5,3
Mg ⁺⁺	1,4	1,6	2,9	2,6
Na ⁺	0,2	0,2	0,3	0,4
K ⁺	1,3	1,3	0,9	1,4
Acidez de intercambio	5,4	5,0	3,1	1,7
Suma de bases, $\text{cmol}_\circ \text{kg}^{-1}$ (S)	11,3	9,5	10,5	9,7
Capac. de intercambio catiónico $\text{cmol}_\circ \text{kg}^{-1}$ (T)	12,9	13,1	11,0	10,5
Saturación de bases, % (S/T)	88	73	95	92

Argalbol - Planosol**DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO**

(General Pico - La Pampa)

A	0-20 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arenoso; estructura en bloques subangulares medios moderados; raíces abundantes.
AC	20-43 cm	Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arenoso; estructura en bloques subangulares medios débiles; raíces comunes.
C ₁	43-80 cm	Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo; franco arenoso a arenoso franco; estructura en grano simple; raíces escasas.
C ₂	80- cm+	Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; arenoso franco; estructura en grano simple; reacción de carbonatos.

DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL TÍPICO

Horizonte	A	AC	C ₁	C ₂
Profundidad de muestra cm	5 - 18	25 - 40	53 - 70	90 - 106
Materia orgánica %	3,36	1,68	0,52	0,16
Carbono orgánico %	1,68	0,84	0,26	0,08
Nitrógeno total %	0,119	0,083	—	—
Relación C/N	9	10	—	—
Arcilla 2 μ, %	11,02	10,81	9,84	8,12
Limo 2-50 μ %	21,30	16,95	15,07	13,66
Arena muy fina, 50-74 μ %	7,92	7,80	7,74	7,12
Arena muy fina, 74-100 μ %	28,42	33,41	36,40	36,83
Arena fina, 100-250 μ %	22,55	20,98	21,20	24,71
Arena gruesa 250-500 μ %	7,51	8,36	8,34	8,35
Arena muy gruesa, 1-2 mm	0,11	0,08	0,05	0,02
Conductividad dS m ⁻¹	—	—	—	—
Calcareo, CaCO ₃ , %	0	0	—	—
Equivalent de humedad, %	14,71	11,98	10,17	8,86
pH en pasta	5,9	6,2	7,1	8,3
pH en agua, 1:2,5	6,4	6,8	7,5	8,9
Cationes de intercambio, cmol _e kg ⁻¹				
Ca ⁺⁺	7,65	5,55	5,05	—
Mg ⁺⁺	2,85	2,42	1,68	—
Na ⁺	0,45	0,65	0,61	0,69
K ⁺	2,19	2,27	2,53	2,53
Acidez de intercambio	6,12	4,44	2,02	—
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	13,14	10,89	9,87	—
Capac. de intercambio Catiónico cmol _e kg ⁻¹ (T)	13,87	12,32	10,30	11,72
Saturación de bases, % (S/T)	95	88	96	—

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO

A	0-22 cm	Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limoso a franco; estructura en bloques subangulares medios moderados que rompe en granular; friable; no plástico; no adhesivo; límite inferior claro suave.
E	22-34 cm	Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco a franco limoso; estructura en bloques angulares y subangulares medios débiles a masivos; friable; no plástico; no adhesivo; moteados comunes, finos débiles; límite inferior abrupto, suave.
B ₁	34-51 cm	Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/2) en húmedo; franco arcilloso; estructura prismática y semicolumnar media moderada que rompe en prisms irregulars finos y en bloques medio moderados; firme; plástico; adhesivo, barnices («clay skins») de color pardo oscuro (7,5YR 3/2) abundantes, medios; moteados comunes, finos, precisos; límite inferior gradual, suave.
B ₂	51-70 cm	Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcilloso; estructura en prisms irregulares medios moderados que rompe en prisms débiles y en bloques angulares y subangulares medios moderados; friable; ligamente plástico; adhesivo; barnices (clay skins) de color pardo oscuro (7,5YR 3/2) escasos, finos y medios; moteados comunes, finos, preciso; límite inferior gradual suave.
BC	70-110 cm	Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franco; estructura en prisms irregulares medios y gruesos débiles que rompen en bloques angulares medios moderados; friable; ligamente plástico; ligamente adhesivo; barnices (clay skins) escasos, finos; moteados comunes, finos, precisos, un 20% del volumen cementado en nódulos; límite inferior difuso.
C	110-135 cm	Pardo (7,5YR 5/4) en húmedo; franco; masivo; friable; no plástico, no adhesivo; moteados comunes, finos, precisos; un 25% del volumen cementado en nódulos.

DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL TÍPICO

Horizonte	A	E	B ₁	B ₂	BC	C
Profundidad de muestra cm.	5 - 15	27 - 34	40 - 50	55 - 65	85 - 95	125-135
Materia orgánica %	2,23	1,20	1,56	0,68	0,48	
Carbono orgánico %	1,64	0,60	0,78	0,34	0,24	
Nitrógeno total %	0,151	0,057	0,068	0,048		
Relación C/N	11	10	11	7		
Argilla 2 μ, %	17,0	15,0	28,5	32,5	21,9	17,7
Limo 2-50 μ, %	50,2	48,9	46,6	40,1	38,4	42,6
Arena muy fina, 50-100 μ, %	31,4	34,4	24,0	26,1	36,2	37,2
Arena fina, 100-250 μ, %	1,4	1,7	0,9	1,3	3,5	2,5
Arena media, 250-500 μ, %	0	0	0	0	0	0
Arena gruesa, 500-1000 μ, %	0	0	0	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm, %	0	0	0	0	0	0
Calcáreo, CaCO ₃ %	0	0	0	0	0	0
Equivalente de humedad, %	21,1	19,2	29,6	35,1	26,2	24,1
pH en pasta	5,9	6,3	6,2	6,6	6,2	7,2
pH en agua, 1-2,5	6,6	7,4	7,6	7,7	7,9	7,2

Natrabol - Solonetz solodizado

Son suelos que poseen horizonte nárticos, álico y epipedón mólico. El horizonte A es profundo, ácido y con menos del 15% de saturación sódica, siguiéndole un horizonte E bien expresado. Su drenaje es imperfecto.

Distribución geográfica: se los encuentran en áreas deprimidas asociados a otros suelos halomórficos.

Productividad: la presencia de un horizonte nártico y su drenaje deficiente determina que sean suelos casi exclusivamente para uso ganadero. No se adaptan a estos suelos las especies que sean sensibles a condiciones severas de halohidromorfismo.

Como ejemplo se describe el perfil modal de la Serie «El recuerdo», ubicada en el partido de Rojas, provincia de Buenos Aires.

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO

Horizonte	A	E	B ₁	BC	C
Profundidad de muestra cm.	0 - 23	23 - 35	35-50	80-125	125-150
Materia orgánica %	4,04	0,98	0,80	0,44	0,18
Carbono orgánico %	2,02	0,49	0,40	0,22	0,09
Nitrógeno total %	0,197	0,061	0,054	0,034	
Relación C/N	10	8	7		
Argilla 2 μ, %	24,4	16,3	34,1	23,0	14,9
Limo 2-50 μ, %	66,6	75,3	58,3	66,7	67,3
Arena muy fina, 50-100 μ, %	8,2	7,7	7,0	9,1	15,8
Arena fina, 100-250 μ, %	0,8	0,7	0,6	1,2	2,0
Arena media, 250-500 μ, %	0	0	0	0	0
Arena gruesa, 500-1000 μ, %	0	0	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm, %	0	0	0	0	0
Calcáreo, CaCO ₃ %	0	0	0	0,4	0,2
Equivalente de humedad, %	32,7	27,4	50,6	41,2	29,5
pH en pasta	5,9	7,5	8,6	8,8	8,8
pH en agua, 1-2,5	5,8	7,9	8,8	9,1	9,0
Cationes de intercambio, cmol _e kg ⁻¹	11,1	7,2	9,2		
Ca ⁺⁺	2,4	2,2	4,5		
Mg ⁺⁺	1,3	3,0	12,3	12,8	7,8
Na ⁺	1,3	0,9	3,0	3,2	3,0
K ⁺	7,2	1,6	3,0	44	37
Acidez de intercambio	6	22	42		
Na ⁺ , % del valor T					
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	16,1	13,3	29,0		
Capac. de intercambio					
Catiónico cmol _e kg ⁻¹ (T)	20,9	13,6	29,0	28,7	20,9
Saturación de bases, % (S/T)	77	98	100		

DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL TÍPICO

Horizonte	A	E	B ₁	BC	C
Profundidad de muestra cm.	0 - 23	23 - 35	35-50	80-125	125-150
Materia orgánica %	4,04	0,98	0,80	0,44	0,18
Carbono orgánico %	2,02	0,49	0,40	0,22	0,09
Nitrógeno total %	0,197	0,061	0,054	0,034	
Relación C/N	10	8	7		
Argilla 2 μ, %	24,4	16,3	34,1	23,0	14,9
Limo 2-50 μ, %	66,6	75,3	58,3	66,7	67,3
Arena muy fina, 50-100 μ, %	8,2	7,7	7,0	9,1	15,8
Arena fina, 100-250 μ, %	0,8	0,7	0,6	1,2	2,0
Arena media, 250-500 μ, %	0	0	0	0	0
Arena gruesa, 500-1000 μ, %	0	0	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm, %	0	0	0	0	0
Calcáreo, CaCO ₃ %	0	0	0	0,4	0,2
Equivalente de humedad, %	32,7	27,4	50,6	41,2	29,5
pH en pasta	5,9	7,5	8,6	8,8	8,8
pH en agua, 1-2,5	5,8	7,9	8,8	9,1	9,0
Cationes de intercambio, cmol _e kg ⁻¹	11,1	7,2	9,2		
Ca ⁺⁺	2,4	2,2	4,5		
Mg ⁺⁺	1,3	3,0	12,3	12,8	7,8
Na ⁺	1,3	0,9	3,0	3,2	3,0
K ⁺	7,2	1,6	3,0	44	37
Acidez de intercambio	6	22	42		
Na ⁺ , % del valor T					
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	16,1	13,3	29,0		
Capac. de intercambio					
Catiónico cmol _e kg ⁻¹ (T)	20,9	13,6	29,0	28,7	20,9
Saturación de bases, % (S/T)	77	98	100		

Natracuoles - Solonetz
Natracualfes - Solonetzi

ESTANGLÍAS 663

Estos suelos se caracterizan por presentar un horizonte nátrico con estructura columnar y consistencia dura en seco y muy plástico y adhesivo en húmedo. Su pH es superior a 9 y el porcentaje de saturación sódica mayor de 15.

Cuando el horizonte superficial A posee espesor suficiente para llenar los vacíos de la red de grietas y fisuras que se incluyen en las Malasores en caso contrario

requisitos de erección monólico se incluyen en los Alisoles, en caso contrario no hace en los Alisoles. Generalmente al horizonte A le sigue un horizonte E de ese caso espesor.

La vegetación natural bajo la que se han desarrollado estos suelos son comunidades halohidromórficas debido a las condiciones de sodicidad y drenaje deficiente.

Distribución geográfica: se los encuentra en áreas deprimidas de toda la Región Pampeana.

Productividad: su uso está restringido al pastoreo ya sea con pasturas

naturales o implantadas. Entre las especies más adaptadas a estos suelos se encuentra el *Agropyron elongatum*.

Como ejemplo de un Nahuel se describe a Collinlachan el perteneciente de la Serie «Los Indios», ubicado en el partido de Rojas, provincia de Buenos Aires.

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO

Como ejemplo de un Natracualf se incluye a la Serie Arroyo Juárez, en el partido de Pergamino, provincia de Buenos Aires.

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO

A	0-20 cm
B _{gl}	20-40 cm
B _{gl2}	40 - 65 cm 50-90 cm

Gris, muy oscuro (10YR 3/1) en húmedo; franco limoso; estructura en bloques subangulares medios fuertes; duro en seco, firme en húmedo; ligeramente plástico; adhesivo; concreciones calcáreas escasas; límite inferior abrupto, slave.

Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; arcilloso; estructura en prismas medios finos que rompe en bloques angulares; duro en seco, firme en húmedo; escasa cantidad de carbonatos libres en la masa, concreciones calcáreas abundantes; barnices ("clay skins") muy abundantes; moteados de color gris verdoso (5GY 5/1); límite inferior claro, suave.

Pardo (7,5YR 5/4) en húmedo; franco arcillo limoso; estructura en bloques angulares medios moderados; blando en seco; friable en húmedo; escasa cantidad de carbonatos libres en la masa; concreciones calcáreas abundantes; barnices ("clay skins") abundantes; moteados de color gris verdoso (5GY 5/1); escasos.

Nivel de agua freática.

DATOS ANALITICOS DEL PERFIL

Horizonte Profundidad de muestra cm	A 0-20	B 20-40	B 40-65
Materia orgánica %	1,5	0,66	0,46
Carbono orgánico %	0,75	0,33	0,23
Nitrógeno total %	0,084	0,054	0,034
Relación C/N	9	6	7
Arcilla, 2 μ , %	25,3	59,0	35,7
Limo 2-50 μ %	63,1	34,0	54,3
Arena muy fina, 50-74 μ %	10,5	4,8	8,0
Arena muy fina, 74-100 μ %	0,6	0,4	0,5
Arena fina, 100-250 μ %	0	0	0
Arena gruesa 250-500 μ %	0	0	0
Arena muy gruesa, 1-2 mm %	0	0	0
Calcáreo, CaCO ₃ %	0,5	1,8	1,5
Equivalente de humedad, %	45,5	86,8	67,7
pH en pasta	8,9	9,0	8,2
pH en agua, 1-2,5	9,5	9,4	9,1
Cat. de intercambio, cmol _e kg ⁻¹			
Ca ⁺⁺			
Mg ⁺⁺			
Na ⁺			
K ⁺			
Na + (% valor T)			
Suma de bases, cmol _e kg ⁻¹ (S)	19,3	27,4	21,0
Capac. de intercambio	2,8	4,5	3,6
Cationico cmol _e kg ⁻¹ (T)	58	52	45
Saturación de bases, % (S/T)	32,8	52,4	46,5

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL TÍPICO	
A	0-19 cm
AC	19-88 cm
C88 - 100 cm+	Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo y pardo (10YR 4/3,5) en seco; arenoso franco; estructura granular fina muy débil; suelto; límite inferior gradual, suave. Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arenoso; estructura en bloques subangulares medio muy débiles y en grano simple; límite inferior difuso. Pardo (7,5/R 4,5/4) en húmedo; arenoso; estructura en grano simple; suelto.

Implanta Pasto Llofon (*Eragrostis curvula*) Como representante de estos suelos se ha escogido la Serie Las Parvas, ubicada en el partido de General Arenales, provincia de Buenos Aires.

Utorrentes típicos	Utorrentes típicos
Udiposamentos típicos	Regosoles
Ustipssamientos típicos	

Distribución geográfica: región subhúmeda y semiárida de las provincias de Buenos Aires, La Pampa y Córdoba.

Bibliografía de apoyo

KEYS TO SOIL TAXONOMY, Soil Conservation Service, U.S.D.A 1994.
KEYS TO SOIL TAXONOMY, Natural Resources Conservation Service, USDA, Eighth Edition,
1998.
SOIL SURVEY STAFF. 1992.

*Calidad
y salud
de los Suelos*

CALIDAD Y SALUD DEL SUELO

Temario

1. Introducción
2. Agricultura vs. Salud del suelo
3. Calidad, salud y resiliencia del suelo
4. Uso de indicadores de calidad de suelo

CALIDAD Y SALUD DEL SUELO

Ing. Agr. María Elvira Conti

OBJETIVOS

- Definir los conceptos de Calidad, Salud y Resiliencia del suelo.
- Relacionar resiliencia con sustentabilidad.
- Identificar los principales indicadores de calidad del suelo.

1. Introducción

El Suelo es un recurso vivo, vital y finito

El aumento de la población humana, los recursos naturales decrecientes, la inestabilidad social y la degradación ambiental ponen en riesgo los procesos naturales que sostienen la biosfera global y la vida en la tierra.

La aceleración del crecimiento tecnológico de las sociedades industriales y agroindustriales resultan ser un peligro a la estabilidad y "salud global" de los ecosistemas. Existe hoy una abundante discusión en materia de la aparente controversia entre la producción agroindustrial y la sustentabilidad de los recursos naturales. Hay tendencias definidas entre distintos grupos y posiciones sociales: los ambientalistas, los productivistas, los ecologistas y los industrialistas entre otros, pero casi todos coinciden en que toda actividad económica, en definitiva, depende de una base natural o capital natural.

En este aspecto el suelo es un recurso natural no renovable que participa del ciclo de vida en la tierra.

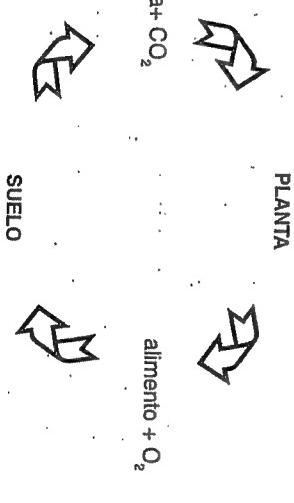


Figura 1: Ciclo de vida

Sí se considera al ciclo de vida simplificado de la figura 1, se pueden sacar las siguientes conclusiones:

- a.- La vida depende del suelo.
- b.- El suelo "Vive y respira"
- c.- Los microorganismos son los ciudadanos del suelo. Ellos son los que mantienen la interfase activa.

Por eso es sorprendente, considerando su importancia, la relativa poca atención que se le da al mantenimiento y conservación de salud del suelo.

En términos generales, la salud del suelo puede ser definida como la habilidad del suelo de "funcionar" y "tener rendimientos" de acuerdo a su potencial, aun contemplando los cambios en el tiempo dados por el uso y manejo humano o por eventos naturales.

2. Agricultura y Salud del suelo

La agricultura moderna trata al suelo como el medio físico donde crecen las raíces de las plantas, en el cual encuentran agua, nutrientes y soluciones reguladoras.

Asociado al aumento de población y a la búsqueda de mayor nivel de vida, el suelo es sometido gradualmente a técnicas que le imponen un estrés químico, físico y biológico.

La agricultura siempre modifica el funcionamiento natural del suelo, debido a la alteración de los ciclos de "nutrientes" o a la reducción del retiro de la materia orgánica o por el continuo estrés físico que le imponen los labores; en todos los casos se logra disminuir la actividad biológica del suelo. Generalmente las distintas combinaciones de manejo, producen variadas alteraciones en el suelo, dependiendo de las características y circunstancias locales (Arrigo *et al.*, 1991; 1993; Giuffré *et al.*, 1995). Por eso es necesario encontrar las formas de disminuir el deterioro del suelo y restablecer niveles aceptables de su calidad. En los últimos años, para aliviar el fenómeno de la degradación de los suelos, se va imponiendo la llamada "agricultura sustentable", cuya estrategia de manejo consiste en:

- a.-conservar la materia orgánica edáfica,
- b.-minimizar la erosión,
- c.-utilización de insumos degradables,
- d.-mantener un balance entre la producción y la contaminación. Todas estas estrategias hacen al mantenimiento de las principales funciones del suelo.

Las principales funciones del suelo son:

- 1.La regulación de los procesos bióticos de nutrientes minerales y agua,

de tal manera que se condicione la cadena trófica, incluyendo las plantas. Este rol determina la "biodiversidad del suelo" tanto como su productividad. La función del suelo de mantener su biomasa es remarcable, porque en algunos ecosistemas (Cuadro N° 1) el grueso de la materia orgánica está en el suelo y sólo una pequeña parte se encuentra en otros elementos biológicos del medioambiente.

Cuadro N° 1. Contenido de Materia Orgánica de algunos Ecosistemas

TIPO DE ECOSISTEMA	FITOMASA (Mg ha ⁻¹)	HUMUS (Mg ha ⁻¹)
TUNDRA	3-10	320
TAIGA	270	100
PRADERAS	16	360

2.- El suelo es el regulador de los ciclos y flujos de sustancias y energía particularmente de los bioelementos (elementos de la nutrición, N, P, K) que después de numerosos estados intermedios retornan al suelo.

3.- El suelo es un sistema poroso que contribuye a regular el ciclo del agua y el balance de calor. También es el regulador de gases de la atmósfera absorbiendo O₂ y exhalando CO₂ y otros gases como metano, H₂, sulfitos, óxidos de nitrógeno y amonio.

La evaporación del agua del suelo influye marcadamente en el contenido de agua atmosférica.

4.- El suelo determina la redistribución del agua en varios flujos, transforma la precipitación en infiltración, escorrentía superficial y subterránea; produciendo simultáneamente alteraciones químicas del agua precipitada (campos de acidez, concentración de sales y gases).

5.- El suelo tiene también importantes funciones como protector de la litosfera de los destructivos impactos de los procesos exógenicos del deterioro, ya que es interfase entre la biosfera y la geosfera.

3. Calidad, salud y resiliencia del suelo

Las funciones del suelo dependen de sus propiedades y atributos. Son propiedades del suelo las características o "variables" que puedan

4. Uso de indicadores de calidad de suelo

ser medidas en forma directa y expresadas en términos o unidades, por ejemplo el % de humedad, el pH, la textura, el % de materia orgánica, etc.

Pero en el suelo, por otra parte, hay propiedades importantes de muy difícil medición como "fertilidad" y "productividad". A este segundo grupo pertenece la "resiliencia" del suelo.

La resiliencia ha sido definida como la tolerancia al estrés. La cantidad o proporción de la alteración producida al suelo que puede ser naturalmente restituida o renovada.

La caracterización y medición de la resiliencia del suelo, requiere la definición de los agentes, efectos y fuerzas que son capaces de contrarrestar el estrés y la alteración a sus funciones.

Otro concepto estrechamente ligado a la resiliencia es la sostenibilidad del suelo. El concepto de sostenibilidad y resiliencia son armónicos y están relacionados principalmente a las funciones ecológicas del suelo como productor de biomasa (alimentos, fibras y energía); de agente reactor (acción filtrante, buffer y de transformación de sustancias) y de reserva genética de organismos, plantas y animales, protegiéndolos del peligro de la extinción.

La calidad del suelo, está determinada por su función y es representada por sus propiedades físicas, químicas y biológicas. Estas consideraciones conducen a la siguiente definición:

Calidad de suelo es la capacidad del mismo de funcionar con su ecosistema y su uso para sustentar la productividad biológica, mantener la calidad del ambiente y promover la salud de plantas animales y de la población (Doran y Parkin, 1994).

Los términos salud y calidad de suelo, son a menudo usados como sinónimos, con preferencia por el término calidad, para los especialistas en suelos y por salud, para los productores.

La salud es definida como la condición de un organismo o alguna de sus partes de mantener normales sus funciones y propiedades vitales.

Especialmente para el suelo, la salud es definida como:

Salud es la continua capacidad del suelo de funcionar como sistema vivo en natural equilibrio con el medio y con el uso de la tierra que mantienga; sostener la productividad biológica; mantener la calidad del aire y agua del ecosistema al cual pertenece y promover la salud de plantas, animales y población.

De lo expresado, los términos calidad y salud se confunden, siendo salud más usado para describir al suelo como un organismo vivo y dinámico que funciona en holística dependencia con su medio y su uso.

El suelo es un recurso vivo y dinámico no-renovable, cuya condición es vital para la producción de alimentos, fibras y para el balance del funcionamiento de nuestro mundo.

Debe tenerse en cuenta no sólo sus aspectos como recurso de la producción agrícola sustentable, sino también como filtro regulador de la calidad del medio ambiente, ya que constituye el principal cuerpo receptor y transformador de residuos industriales, agrícolas y urbanos.

El suelo está compuesto por diferentes tamaños de partículas inorgánicas (arena-limo-arcilla); formas dinámicas y estables de materia orgánica y una enorme cantidad de organismos vivos tales como, lombrices, insectos, bacterias, algas, nematodos, etc.; agua, y aire. Sus características físicas, químicas y biológicas, regulan el intercambio de iones y moléculas entre las fases sólida, líquida y gaseosa que determina el ciclo de nutrientes, el crecimiento de las plantas y la descomposición de los compuestos orgánicos.

Las prácticas de uso del suelo influyen en forma marcada no sólo sobre sus propias características, sino también sobre la calidad del agua y la atmósfera terrestre, pudiendo constituirse en una fuente no puntual de contaminación ambiental. Es por eso que productores, investigadores y políticos están interesados en el seguimiento de los cambios producidos por las actividades humanas sobre el suelo.

El concepto resiliencia, como se ha visto, está unido a sostenibilidad de los recursos naturales en general y salud del suelo en particular. Conocer las características y límites de la resiliencia no es una cuestión sencilla debido a la complejidad de las funciones involucradas.

La pérdida de resiliencia es, generalmente, un proceso lento e inadvertido que de no ser corregido, puede terminar en un colapso ecológico como erosión, salinización manifiesta del suelo, enmalezamiento resistente a herbicidas, explosión de plagas, pérdidas sensibles de biodiversidad (Soriano, 1996).

Sólo un seguimiento adecuado, puede ir orientando sobre la necesidad de reaccionar a tiempo. Pero la resiliencia no es algo que se pueda medir directamente, sin embargo es posible, mediante indicadores estimar el grado de sensibilidad y la forma del cambio de componentes y funciones del suelo.

Un "Indicador" es un atributo cuya medida cuantifica el grado de cambio de un sistema. La bondad de su uso depende de su sensibilidad y del entendimiento que se tenga de él.

A continuación se presenta un listado de indicadores básicos que pueden ser usados para estimar estados de salud de los suelos.

INDICADOR	VARIABLES DEL SUELO INVOLUCRADAS
• Capacidad de intercambio • Retención de agua. • Conductividad de agua. • Estado de Aerobiosis y/o anaerobiosis. • Ciclos del Carbono y Nitrógeno. • Contaminación potencial. • Profundidad de enraizamiento. • Productividad.	<ul style="list-style-type: none"> • C. orgánico, % y tipo de arcilla. • % arena-limo-arcilla, carbono orgánico y densidad. • Textura. • Agua disponible, porosidad y densidad. • Respiración, temperatura y agua disponible. • Conductividad eléctrica, pH. • Textura, C orgánico, pH, cond. eléc. • Densidad, pH, agua disponible. • Densidad, agua disponible, pH, conductividad eléctrica y porosidad

Fuente: J.W Doran, 1996

Los análisis de suelos son una herramienta útil tanto para hacer el control y diagnóstico de fertilidad; como para determinar los estados de salud o calidad de los suelos, (Conti, Giuffré, 1997).

Su objetivo principal en cuanto a la fertilidad es evaluar los niveles de los principales nutrientes, nitrógeno, fósforo, potasio, etc. y realizar las recomendaciones de uso eficiente de fertilizante a agregar teniendo en cuenta las características del suelo, el clima y el cultivo al que se destina.

En cuanto al estado de salud o calidad del suelo, los análisis determinan las condiciones y límites de la sustentabilidad. Se miden las propiedades físicas, químicas y biológicas que: (1) proveen el medio para el desarrollo de la actividad biológica y crecimiento de las plantas; (2) regulan la partición entre flujo y reserva de agua en el medioambiente y (3) sirven como medio regulador de la formación y destrucción de compuestos tóxicos.

Bibliografía de apoyo

ARRIGO, N.M., R.M. PALMA, M.E. Conti y D. COSENTINO. 1991. Incidencia de la secuencia de cultivos, sistemas de labranza y fertilización sobre algunas propiedades físicas y su relación con el carbón. Rev. Facultad de Agronomía 11(2-3): 151-158.

ARRIGO, N.M., R.M. PALMA, M.E. Conti y A. COSTANTINI (ex aequo). 1993. Cropping rotations effects on aggregates stability and biological activity. Comm. Soil Sci. Plant Anal. 24(17-18): 2442-2453.

CONTI, M.E., L.GUFRÉ. 1997. El análisis de suelo como una herramienta de control ambiental. Gerencia Ambiental. Año 4. N°: 33.

DORAN, J.W., M. SARRANTONIO AND M.A. LIEB. 1996. Soil health and Sustainability. 1-54. Advances in Agronomy, Vol 56. Academic Press Inc.

DORAN, J.W. 1997. Seminario: Calidad y Salud del Suelo. Instituto de Suelos. CIRN-INTA. Giuffré, I., O. Heredia, N.M. Arrigo, M. E. Conti y J. Storti. 1995. Variación espacial y temporal del P extractable en el ciclo de maíz sembrado bajo dos sistemas de labranza: convencional y siembra directa. Rev. Agronomía Costarricense, 19(1): 57-60.

GREENLAND, D.J., I.SZABOLCS. 1992. Soil Resilience and Sustainable Land Use. Proceedings of a Symposium, Budapest, (WEFSA II).

SORIANO, A. 1996. Agricultura sustentable: Estado actual y Perspectivas de la cuestión. Congreso CREA, zona oeste - pp. 72-77.

S.S.S.A. 1996. Methods for assessing soil quality. Special publication N° 49.

6

Suelos
Argentinos

SUELOS ARGENTINOS

Temario

1. Introducción
2. Factores formadores
 - 2.1 Clima
 - 2.2 Material original
 - 2.3 Relieve
 - 2.4 Erosión
 - 2.5 Biota
3. Clasificación de los suelos

SUELOS ARGENTINOS

Lic. Gustavo Moscatelli e Ing.Agr. Inés Puentes

1. Introducción

Se presenta un mapa del territorio nacional en el que se indica la distribución de los Ordenes de Suelos dominantes, según el sistema de clasificación norteamericano "Soil Taxonomy" que es el utilizado en la Argentina. De esa manera no se ha indicado a los Oxisoles y Spodosoles, puesto que siempre aparecen como subordinados. Asimismo, los Andisoles, cuya categoría fue creada posteriormente a la publicación del "Atlas de Suelos de la República Argentina" están incluidos en el Orden de los Inceptisoles.

A los efectos de proporcionar un ejemplo de una apreciación a escala más detallada, también se presenta un mapa de Subgrupos dominantes en la provincia de Buenos Aires.

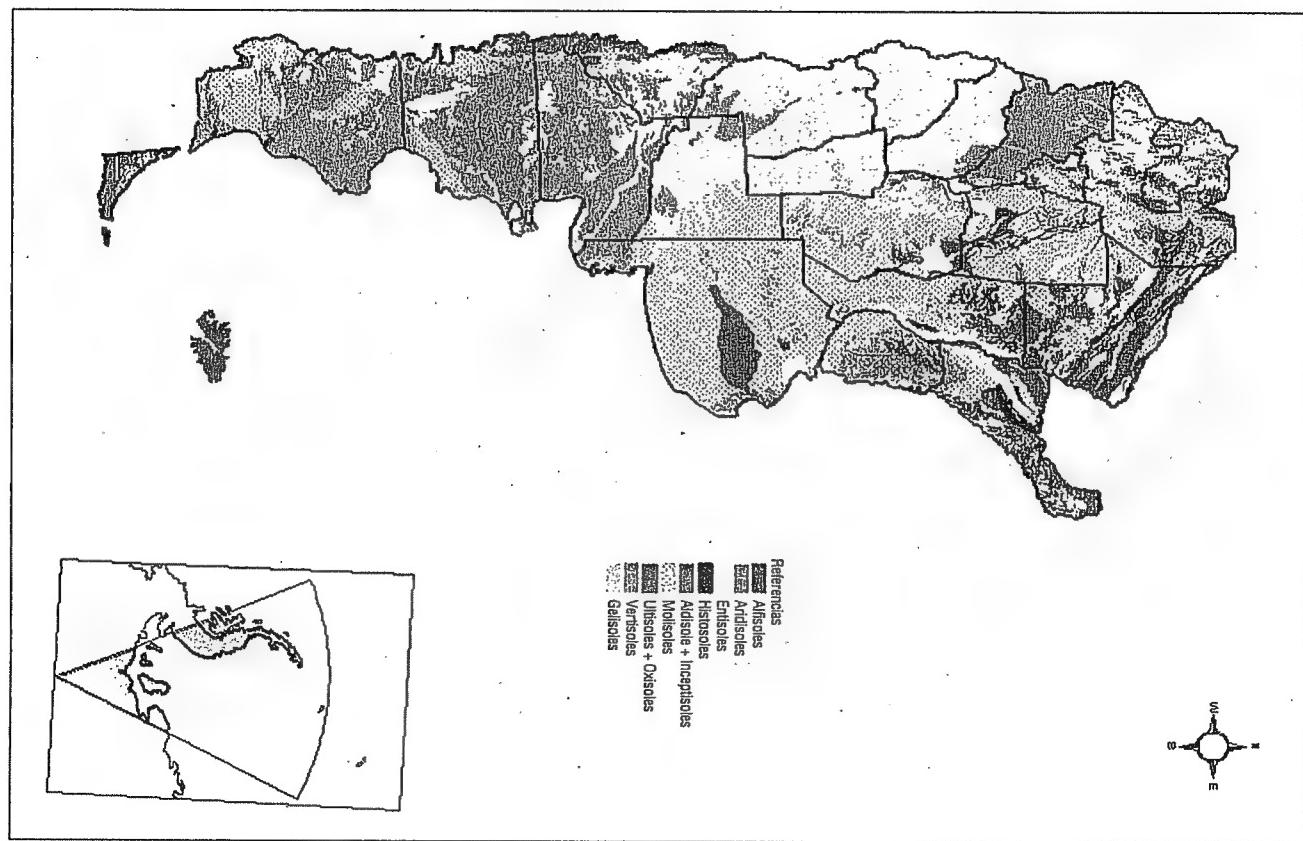
2. Factores formadores

La vastedad del territorio argentino y su ubicación en el planeta, determina que los cinco factores formadores de los suelos: clima; material original, relieve, biota y edad, hayan dado lugar a la existencia de perfiles representativos de los 11 Ordenes que contempla el "Soil Taxonomy". Se realizará un sucinto comentario acerca de los mencionados factores formadores a fin de ilustrar la distribución geográfica de los suelos predominantes.

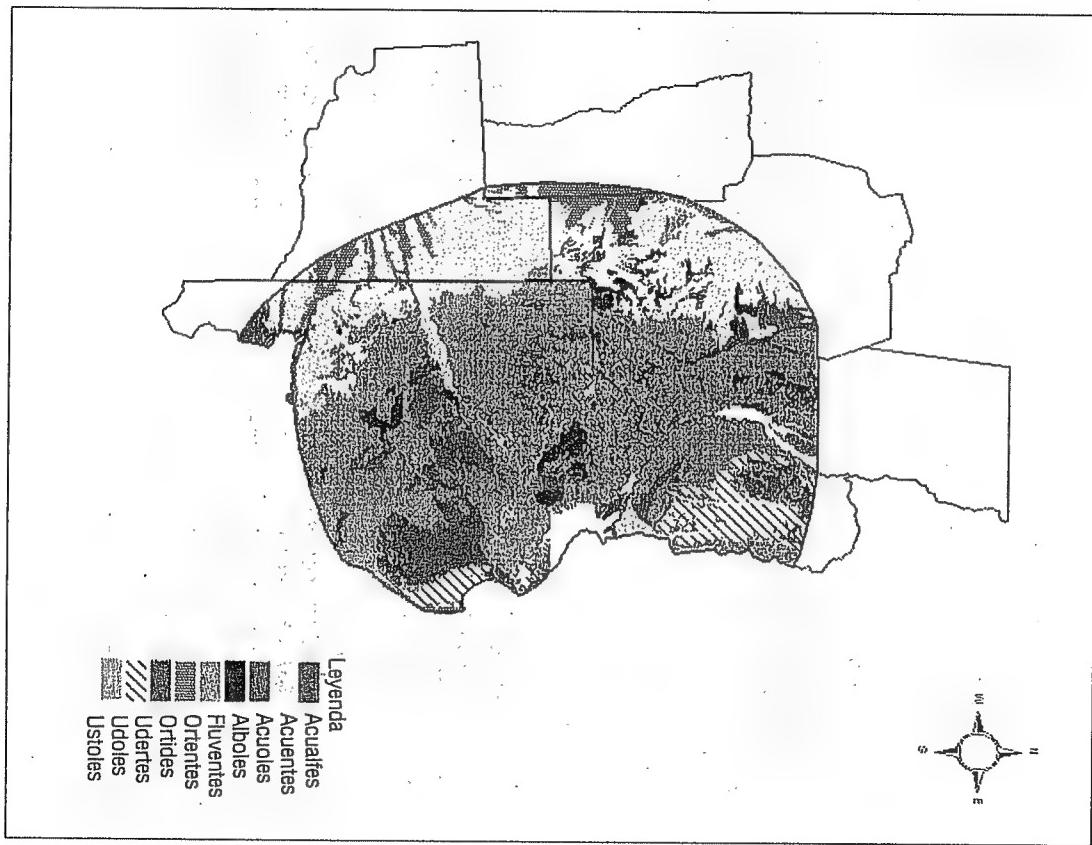
2.1 Clima

Desde el punto de vista de la superficie que abarcan, los climas predominantes son los áridos y semiaridos. Dada la leve potencialidad de estos climas para alterar rápidamente los materiales originarios, es que en vastos sectores, el suelo tiene una fuerte vinculación con la roca madre, escasamente transformada, a tal punto que podría decirse que sólo en Misiones y parte de Corrientes puede observarse la transición entre el suelo superficial y la roca madre subyacente que lo originó, la que fue alterada *"in situ"* por un clima de alta agresividad, por temperaturas elevadas y alta pluviosidad. Es por ello que los ejemplos de perfiles dados por la literatura mundial, o los mapas de suelos de otras partes del mundo, no son los que se ven más frecuentemente en la Argentina.

República Argentina
Ordenes de Suelos Dominantes



Región Pampeana
Subordenes de Suelos



2.2 Material original

Si bien los distintos estudios realizados revelan la presencia de diversos materiales originales, el que ha dado lugar al desarrollo de los suelos más importantes desde el punto de vista productivo, es un sedimento edáfico de edad cuaternaria, que se extiende en toda la llanura Chaco Pampeana y que ha sido trasladado desde el centro sur de la Patagonia por vientos de dirección sudoeste-noreste. Este sedimento se ha denominado «loess pampeano» por su similitud a depósitos loessicos de otras partes del mundo. En términos muy generales, puede decirse que estos materiales son más gruesos en el sudoeste, decreciendo el tamaño de partícula hacia el noreste.

Desde el punto de vista mineralógico, este material es agrícolamente fértil por su riqueza en minerales meteorizables, con apreciable contenido de calcio, potasio, fósforo y microelementos y por la presencia de materiales amorfos de origen volcánico que aumentan su capacidad de intercambio catiónico. Desde el punto de vista físico es un material blando, fácilmente meteorizable, que ha favorecido el desarrollo de horizontes superficiales oscuros y profundos en vastos sectores de clima templado húmedo.

2.3 Relieve

A nivel macrorelieve, los diversos cordones montañosos presentan taludes en los que se encuentran materiales coluviales y derrubios donde se han formado diversos tipos de suelos, dependiendo del clima local, con desarrollo de perfiles evolucionados o incipientes.

Es en el ámbito de las grandes llanuras donde pequeñas variaciones del relieve han dado lugar a la formación de suelos muy diversos. Esto está estrechamente vinculado con la distribución del agua de lluvia; son suficientes pocos centímetros de diferencia topográfica entre dos sitios muy cercanos, para encontrar suelos muy distintos formados a partir del mismo material original y bajo el mismo clima. En las regiones húmedas de la llanura pampeana, en las llanuras donde el escorrentamiento es mayor que la infiltración, el desarrollo del perfil es mucho más débil que en sectores aledaños, plano concavos, donde la infiltración produce el movimiento vertical de materiales arcillosos y húmicos, formando horizontes netamente diferenciados y contrastantes.

2.4 Edad

Este factor indica el lapso transcurrido desde la iniciación del proceso de meteorización de los materiales originales hasta el momento que se estudia el suelo. Como el desarrollo del perfil depende además de otros factores, es

de difícil medición; de tal manera, suelos de la misma edad pueden tener distinta expresión de sus horizontes, sólo por haberse desarrollado en climas diferentes o en posiciones topográficas disímiles. Una situación muy particular de las llanuras es que en diversos sitios, pero en particular en los suelos formados sobre loess, se ha observado claramente la superposición de paleosuelos muy similares entre sí, formados sobre el mismo material, los que representan la alternancia entre lapsos secos de erosión y húmedos de edafización.

Si bien en los últimos años se han establecido dataciones de edad de estos suelos en distintos centros de estudio, no se posee aún una correlación de estos datos, ni hay un total acuerdo como para asignar al factor edad cifras concensuadas.

2.5 Biota

La vegetación natural y la fauna del suelo han sido alteradas en forma importante en las áreas cultivadas o pastoreadas. Sólo en aquellos sitios en donde aun se conserva la flora o fauna originales, puede verificarse la decisiva influencia de este factor formador en el desarrollo de los suelos. Precisamente cuando más se la aprecia es cuando estas zonas son deforestadas para ser puestas en producción, dando comienzo a un rápido deterioro de las condiciones físicas y químicas de esos suelos.

Desde el punto de vista de la naturaleza del material aportado por la biota, pueden citarse dos ejemplos contrastantes, como son los suelos formados bajo pradera de gramíneas en zonas templadas y aquellos desarrollados bajo bosques de coníferas en áreas de alta pluviosidad y baja temperatura. En los primeros, la paulatina incorporación de la vegetación de estepa y su fauna asociada, han favorecido la formación de un horizonte superior húmico, característico de la mayor parte de los suelos pampeanos (Molisolos). En el segundo caso, la elevación de los ácidos provenientes de las acículas de las coníferas, ha producido un importante lavado de un sector subsuperficial del perfil y acumulación de sesquioxidos en la parte media del mismo (Spodosoles).

3. Clasificación de los suelos

El mapa 1 señala la predominancia de los distintos suelos según el Orden a que pertenecen. En particular, constituye una síntesis elaborada a partir de un Sistema de Información Geográfica (SIG) que contiene la información del «Atlas de Suelos de la República Argentina», mediante selección de la base de datos que contiene las características clasificadorias. Asimismo la descripción de Ordenes, Subordenes y Grandes Grupos han sido resumidas del mismo trabajo. Se han desarrollado con mas extensión los conceptos so-

bre suelos más importantes, tanto desde el punto de vista areal como productivo. Dada la extensión de esta contribución, posiblemente no estén suficientemente explicitadas las características de algunos Grandes Grupos.

Cabe recordar que el "Soil Taxonomy" fue publicado en 1975, luego de perfeccionarse a través de 7 aproximaciones. Posteriormente a esa edición se han realizado diversas actualizaciones y modificaciones, resultado de la labor de Comités Científicos internacionales que han tratado todos los Órdenes. La última clave ha sido editada en 1998.

Orden ALFISOLES

El Orden de los Alfisoles se caracteriza por presentar un horizonte subsuperficial de enriquecimiento secundario de arcillas, desarrollado en condiciones de acidez o de alcalinidad sódica, asociado con un horizonte superficial claro, generalmente pobre en materia orgánica o de poco espesor. Los suelos que pertenecen al Orden presentan una alta saturación con bases en todo el perfil.

En la Argentina se han identificado 4 de los 5 Subordenes que la taxonomía reconoce para los Alfisoles: Acualtales, Boraltas, Udaltales y Ustaltales, que se diferencian entre sí sobre la base de caracteres climáticos y de humedad del suelo. La mayoría han evolucionado en condiciones de drenaje impedido.

Suborden ACUALFES

Están estacionalmente saturados con agua por períodos prolongados, asociados a una capa freática fluctuante y cercana a la superficie. Las condiciones reductoras que afectan cíclicamente la zona de crecimiento radicular, quedan evidenciados por coloraciones grisáceas y, por la presencia de moteados de hierro. Cuando la freática se encuentra en profundidad, las condiciones de saturación pueden ser consecuencia de la baja conductividad hidráulica del horizonte de acumulación de arcilla. Normalmente se ubican en áreas planas o concavas encharcables durante las épocas de lluvias dado el escaso escurrimiento superficial y al aporte de aguas de escorrentía de sectores vecinos más elevados. Se han reconocido los Grandes Grupos: Albacualtales, Fragiacualtales, Glosacualtales, Natracualtales y Ocracualtales.

Albacualtales: con horizonte fuertemente lavado y decolorado (horizonte árbico) cuyo contenido en arcillas es marcadamente inferior al del horizonte subyacente. Se encuentran en Corrientes, Chaco y Santa Fe, Córdoba, Formosa, Misiones, Santiago del Estero y Neuquén.

Fragiacualtales: presentan un horizonte denso y quebradizo tipo fragipán; solo han sido identificados en Buenos Aires, Córdoba y Chaco.

Glosacualtales: con un horizonte lavado e intensamente decolorado (horizonte árbico) que penetra, en forma de lenguas en el horizonte B textural. Solo se mencionan en Corrientes y Chaco.

Natracualtales: con horizonte lluvial con sodio de intercambio elevado (horizontal nátrico). Se encuentran distribuidos en casi todo el país.

Ocracualtales: presentan horizonte de acumulación secundaria de arcillas (horizonte argílico) y el horizonte superficial claro y pobre en materia orgánica de poco espesor (epipedón óctrico). Se encuentran en Chaco y Corrientes, Chubut, Entre Ríos, Formosa, Río Negro y Santa Fe.

Suborden BORALFES

Son los Alfisoles de las áreas frías. En la Argentina están restringidos a las altas latitudes (alrededor de 52° LS) y comparten las zonas más húmedas con Molisoles e Inceptisoles.

Suborden UDALFES

Son los Alfisoles de régimen údico, asociados en general a paisajes planos o de pendientes suaves. En la Argentina se han reconocido cuatro Grandes Grupos de este Suborden.

Kandiudaltas: tienen una CIC menor de 16 cmol (+) kg⁻¹ de arcilla y una capacidad de retención cationica menor de 12 cmol (+) kg⁻¹ de arcilla en la mayor parte del horizonte arcilloso, el que se denomina «kandico». Integran el grupo de los suelos rojos de Corrientes y Misiones.

Hapludaltas: suelos de colores pardo rojizos de las regiones templadas. Presentan un horizonte argílico con menor expresión que en otros Alfisoles. Sus condiciones físicas relativamente buenas, los hacen aptos para la producción de ciertos cultivos, pasturas implantadas y/o forestales. Han sido identificados en Corrientes, Chaco, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán.

Natrudaltas: presentan horizonte nátrico. En condiciones naturales son aptos para pastoreo y excepcionalmente para agricultura. Se presentan solo en Buenos Aires y Chaco.

Paleudaltas: presentan un solum espeso que indica un lapso prolongado de evolución. La saturación con bases es alta pero en general algo menor que al resto de los Alfisoles. Se han descripto en Corrientes:

Suborden XERALFES

Se encuentran en regiones de clima mediterráneo, permanecen secos durante períodos prolongados en el verano (régimen xérico) pero ocasionalmente, la humedad invernal penetra hasta las capas más profundas. En la Argentina se desarrollan en áreas templadas o templado frías. Este Suborden tiene 2 Grandes Grupos en la Argentina: Haploixeralfas y Paleixeralfas.

Haploixeralfas: de color rojo parduzco y con un horizonte enriquecido en arcilla de texturas medianas. Solo están en Neuquén.

Paleixeralfas: son los Xeralfes rojizos, no muy oscuros, que tienen un horizonte arcilloso. Se han formado sobre materiales ácidos o moderadamente básicos. Se los ha identificado en la provincia de Neuquén.

Orden ANDISOLES

Son los suelos de características ándicas resultantes de la presencia de importante cantidad de alofanos, imogolita o complejos alúmino-húmico. El concepto incluye la presencia de vidrio volcánico débilmente meteorizado contrastante con otros minerales altamente meteorizados. La mayoría de los suelos con propiedades ándicas están formados por minerales, si presentan materiales orgánicos, éstos deben encontrarse en un porcentaje menor a 25%. Por las sustancias amorfas, los suelos ándicos muestran alta C/C, baja densidad aparente, retención de fosfatos y propiedades tixotrópicas.

En el «Atlas de Suelos de la República Argentina» no se han descripto los Andisoles, puesto que cuando éste fue editado aun no se había desarrollado el Orden y eran Subordenes de los Inceptisos (Andeps). Los voluminosos apartes volcánicos constituyeron el material original de los suelos actualmente cubiertos por vegetación en las áreas húmedas. Debajo de estos mantos, que en muchos casos superan los 2 ó 3 metros, se encuentran rodados de rocas duras, donde difícilmente podrían haber evolucionado suelos propios para el desarrollo de la vegetación. Aparecen distribuidos en fajas paralelas a los Andes Austral y generalmente son utilizados en explotaciones forestales.

Orden ARIDISOLES

Son los suelos de climas áridos fríos o cálidos, que no disponen durante largos períodos de agua suficiente para el crecimiento de cultivos o pasturas polífticas. La mayor parte del tiempo el agua presente es retenida a gran tensión, lo que la hace no útil para las plantas. Presentan un epipedón ócrico por debajo del cual pueden aparecer caracteres morfológicos variados de acuerdo a las condiciones y a los materiales a partir de los que se han desarrollado. Son de amplia difusión geográfica, sólo están ausentes en Misiones, Corrientes, Entre Ríos, Chaco y Santa Fe.

Suborden ARGIDES

Presentan un horizonte lluvial de acumulación de arcillas silicatadas. Esta traslocación en condiciones de un balance hídrico deficitario, implica un proceso lento, por lo que estos suelos se los encuentra en regiones antiguas y estables. Se han descripto cinco Grandes Grupos: Durargides, Haplargides, Natrargides, Natrargides y Paleargides.

Durargides: tienen un duripán debajo del horizonte argilico y dentito del metro de profundidad. Se encuentran en la provincia de Neuquén.

Haplargides: no presentan otros caracteres diagnósticos que el horizonte argilico, o bien el perfil está interrumpido por un nivel continuo de roca dura próximo a la superficie. Puede haber un horizonte de acumulación de carbonato de calcio en el subsuelo. Se han caracterizado en Catamarca, Chubut, Jujuy, La Rioja, Mendoza, Río Negro, Salta, San Luis, Santa Cruz y en ciertas áreas limítrofes de Buenos Aires, Córdoba y Neuquén.

Suelos Argentinos

Natrargides: son semejantes a los anteriores, pero presentan por debajo del horizonte lluvial un duripán. Son de poca representatividad ya que sólo se los ha reconocido en Córdoba.

Natrargides: en el horizonte de acumulación lluvial domina el catión sodio (horizonte nátrico). Este horizonte se encuentra fuertemente estructurado en prismas o columnas y yace a unos pocos centímetros de la superficie. Se los encuentra en los climas áridos de Catamarca, Chubut, Río Negro, Santa Cruz, Buenos Aires, Córdoba y Neuquén.

Paleargides: son suelos antiguos evolucionados sobre superficies geomórficas muy estables. Los caracteriza el horizonte rico en carbonatos y cementados por calcáreo (horizonte petrocálcico) a menos de 100 cm de la superficie; o bien un horizonte argilico con más de 35% de arcilla, caracteres que implican largos períodos de formación. Se desarrollan en Catamarca, Chubut, Jujuy, Río Negro, Salta, Santa Cruz, Tucumán, Buenos Aires y Neuquén.

Suborden ORTIDES

Los caracteriza la ausencia de un horizonte argilico bien expresado, pueden tener sales solubles, carbonatos de calcio, yeso o panes cementados. Se han identificado los Grandes Grupos: Calcioritudes, Camboritudes, Durortides, Gipsiortides, Paleortides y Salortides.

Calcioritudes: evolucionados a partir de materiales parentales ricos en carbonatos. Si bien el calcáreo está presente en todo el perfil, se encuentra concentrado a nivel subsuperficial (horizonte cártico). Su difusión es mayor en Río Negro y Chubut, pero también se presentan en Buenos Aires, Córdoba, La Pampa, Mendoza, Neuquén, San Luis, Santa Cruz y Santiago del Estero.

Camboritudes: no presentan horizontes de acumulación de sales solubles, yeso, carbonatos, arcillas o panes cementados en profundidad. Sólo poseen como carácter diferencial un horizonte cártico. Se encuentran en Río Negro, Salta, Jujuy, Chubut, Catamarca, Buenos Aires, Córdoba, Santa Cruz, Tucumán, La Rioja, San Luis y Santiago del Estero.

Durortides: presentan a menos de 100 cm un duripán. Sólo se encuentran en La Pampa.

Gipsiortides: presentan un horizonte de acumulación secundaria de sulfatos (horizonte gipsico). Son de escasa representación, sólo descriptos en Córdoba y Neuquén.

Paleortides: presentan un horizonte petrocálcico. Su distribución está restringida a Chubut, La Pampa, La Rioja, Mendoza, Neuquén, Santa Cruz, Río Negro, San Luis y localmente en Buenos Aires.

Salortides: son los suelos salinos y húmedos de las zonas áridas que se ubican en los sectores cóncavos del paisaje. Se caracterizan por poseer un horizonte de enriquecimiento en sales (horizonte sálico) y por estar saturados con agua por algún período durante el año. Son frecuentes en provincias de clima árido o climáticamente marginales.

Orden ENTISOLE

En este Orden están incluidos los suelos que no evidencian o tienen escaso desarrollo de horizontes pedogenéticos. La mayoría de ellos solamente tiene un epiedón ócrico. Normalmente no presentan otros horizontes diagnósticos, lo que se debe en gran parte al escaso tiempo transcurrido desde la acumulación de los materiales parentales. Pueden incluir horizontes enterrados siempre que se encuentren a más de 50 cm de profundidad. Se han desarrollado en distintos régimen de humedad, temperatura, vegetación, materiales parentales y edad. Se presentan cuatro Subórdenes: Acuentes, Fluentes, Ortentes, Psamocuentes.

Suborden ACUENTES

Se ubican en ambientes bajo régimen acucio, saturados permanentemente con agua, o en planicies de inundación de ríos o arroyos donde la saturación ocurre en determinadas épocas del año, también en depósitos arenosos muy húmedos. Los colores son azulados o grises con moteados. Se desarrollan sobre sedimentos recientes y la vegetación que los cubre tolera el exceso de humedad. Dentro de este Suborden se reconocen en el país cuatro Grandes Grupos: Fluvacuentes, Haplacuentes, Hidracuentes y Psamocuentes.

Fluvacuentes: se caracterizan por la presencia de estratos que evidencian sedimentos aluviales recientemente depositados, con un contenido de carbono orgánico que decrece en forma irregular en profundidad, indicando superposición de capas. Se los encuentra a lo largo de las líneas de ribera en Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chaco, Mendoza, Río Negro, Salta, Santiago del Estero, Santa Cruz y Tucumán.

Haplacuentes: se presentan en depresiones de tierras altas donde la acumulación de sedimentos no es muy significativa, por lo que el decrecimiento del carbono orgánico es regular con la profundidad. Están más difundidos en Chaco, Córdoba, Corrientes, Entre Ríos y Formosa, Buenos Aires, Mendoza, Neuquén, Santa Cruz y Santiago del Estero.

Hidracuentes: son suelos arcillosos permanentemente saturados con agua. Los colores van del gris azulado al gris verdizo, que cambian al contacto con el aire a parduzcos. Debido al alto contenido de agua ya la falta de piso o capacidad de soporte, son de difícil pastoreo. Están en Buenos Aires y Chaco.

Psamocuentes: presentan texturas arenosas en todos los horizontes hasta el metro de profundidad y colores y moteados grises. Algunos han desarrollado un horizonte subsuperficial blanquecino (ispódico) pero no es diagnóstico. Otros muestran acumulación de carbono orgánico de poco espesor, con baja saturación de bases. Se encuentran en Corrientes, Catamarca, Chubut y Salta.

Suborden FLUVENTES

Desarrollados principalmente en planicies de inundación, derrames y deltas de ríos y arroyos sobre sedimentos depositados recientemente por las aguas. Afectados frecuentemente por inundaciones, aunque no permanentemente saturados con agua, pueden presentar estratificación por sucesivos aportes, en este caso, el decrecimiento del carbono orgánico es irregular en profundidad. Se presentan en cuatro Grandes Grupos, que se diferencian por el régimen de humedad: Torrifluentes, Udifluentes, Ustifluentes y Xerofluentes.

Torrifluentes: de clima árido, no están inundados frecuentemente o por largos períodos. La mayoría son alcalinos o calcáreos y a veces salinos. La vegetación natural es de carácter xerófilo o halófilo. Están distribuidos en todas las provincias con ambientes áridos y semiaridos.

Udifluentes: de régimen údico, se encuentran en planos de inundación y vías de avenamiento, expuestos a inundación por lo menos una vez al año. Se los encuentra en Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chaco, Entre Ríos, Formosa, Santa Fe y Tucumán.

Ustifluentes: se desarrollan en régimen ústico, en los planos aluviales de ríos y arroyos generalmente anegados en alguna estación coincidente con la época lluviosa. Su distribución es amplia en Chaco, Salta, Santiago del Estero, Tucumán, Catamarca, Jujuy, Buenos Aires, Córdoba, Formosa, La Pampa y Mendoza.

Xerofluentes: de clima mediterráneo, con inviernos lluviosos y secos en verano. Se encuentran en Río Negro y Santa Cruz.

Suborden ORTENTES

Son los Entisoles formados, básicamente, en superficies recientemente erosionadas, los horizontes diagnósticos están ausentes o han sido truncados. Pueden ocurrir en cualquier clima y este factor determina las diferencias entre los Grandes Grupos: Criortentes, Torriortentes, Udotortentes y Ustortentes.

Criortentes: son de alta montaña, la mayoría desarrolla sobre pendientes donde la roca se encuentra a poca profundidad. Se encuentran en Jujuy, Salta, Catamarca, Chubut, Neuquén y Santa Cruz.

Torriortentes: son los suelos secos o salinos de regiones áridas, frías o cálidas (régimen de humedad torílico); la mayoría son neutros o calcáreos. Se ubican en las provincias de clima seco, en menor proporción en Buenos Aires, Córdoba, La Pampa, Neuquén, San Luis y San Juan.

Udotortentes: son de climas húmedos a subhúmedos, se presentan en áreas con sedimentos loessicos expuestos a la superficie por erosión y no tienen sales. Se encuentran en los ambientes húmedos de la mayoría de las provincias.

Ustortentes: son de climas semiáridos, en ambientes de relieve pronunciado o en cauces y llanuras aluviales donde se acumula material de arrastre. Los ubicados en las partes bajas presentan deficiencias de drenaje, otros entierran suelos preexistentes o la roca cercana a la superficie. Se ubican en Jujuy, Salta, Catamarca, Córdoba, Chubut, La Pampa, San Luis, Santiago del Estero, Tucumán y oeste de Buenos Aires.

Xerontentes: tienen régimen de lluvias invernales abundantes y veranos secos. Ocupan muy poca extensión en el país y se encuentran en las provincias de Chubut, Neuquén, Río Negro y Santa Cruz.

Suborden PSAMENTES

Son dominantes en los depósitos de arenas estabilizadas o móviles de dunas y médanos, de depósitos eólicos actuales o de sitios geológicos más antiguos. Se presentan en cualquier condición climática, de vegetación y edad. La capa de agua se encuentra generalmente a profundidad mayor a los 50 cm. Tienen baja capacidad de retención de humedad. En la Argentina se han encontrado los Grandes Grupos: Quarzipsamenes, Torripsamenes, Udipsamenes, Ustipsamenes y Xeropsamenes.

Quarzipsamenes: en ellos la fracción arenosa presenta minerales cristalinos insolubles (el cuarzo, el zirconio, la turmalina, rutilo, etc), que no liberan por meteorización hierro o aluminio. Se encuentran en Chaco, Entre Ríos, Formosa, Buenos Aires, Santa Cruz e Islas Malvinas desarrollados sobre depósitos arenosos aluviales, antiguos y recientes.

Torripsamenes: son de climas áridos y semiáridos, ubicados en los relieves medianos móviles o estabilizados de todas las provincias.

Udipsamenes: Son de regiones húmedas, con la fracción arenosa rica en materiales meteorizables. Se los encuentra en Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chaco, Entre Ríos, Misiones y Santa Fe.

Ustipsamenes: Son de regiones semiáridas y subhúmedas, desarrollados sobre depósitos arenosos. En la fracción arena tienen cantidad abundante de material meteorizable. Se encuentran sobre los depósitos arenosos de Buenos Aires, Córdoba, Chaco, La Pampa, Jujuy, Salta, San Luis y Santiago del Estero.

Xeropsamenes: se encuentran en un clima mediterráneo de veranos secos e inviernos lluviosos. Están muy poco difundidos dentro del país ubicados en Chubut, Neuquén, Río Negro y Santa Cruz.

Orden HISTOSOLES

Este Orden agrupa los suelos en los que la velocidad de acumulación de materia orgánica supera a la de su mineralización, lo que ocurre comúnmente bajo condiciones de saturación con agua casi continua que restringe la oxidación. La mayoría tiene una densidad aparente baja (menor de 1 g/cm³). La capacidad de retención de humedad extremadamente alta. Las divisiones de los Histosoles están dadas por el grado de descomposición que presenta el material orgánico, en los que no están saturados con agua, por el contacto lítico y paralítico. Los cuatro Subórdenes están representados en la Argentina.

Suborden SAPRISTES

Tienen los materiales orgánicos completamente disturbados por la descomposición orgánica y no es posible determinar su origen en forma directa. Se presentan en áreas donde hay una capa de agua fluctuante. Son negros, con una densidad aparente mayor de 0,2 g/cm³.

Borosapristes: tienen una temperatura media anual menor de 8°C, no están helados durante los dos meses que siguen al solsticio de verano, pero sí están congelados los primeros 5 cm durante el invierno. Se encuentran en las Islas Malvinas.

Medisapristes: se encuentran en latitudes medias, con temperaturas templadas o cálidas. Están localizados en la provincia de Corrientes.

Suborden FIBRISTES

Son formados en gran parte por restos vegetales poco descompuestos en los que se puede reconocer el vegetal original. Son los que tienen más baja densidad y menor contenido de cenizas, aunque puede haber excepciones particularmente si se encuentran cercanos a volcanes de los cuales reciben reiteradamente aportes de material. Tienen baja distribución en la Argentina, ubicándose preferentemente en los ambientes boreales, por latitud y altitud.

Borofibristes: de climas fríos, están muy localizados en las turberas malvineras.

Medifibristes: presentes en latitudes medias, bajo un régimen de temperaturas templado o cálido. Corresponden a las turberas de Catamarca, Jujuy, Neuquén, Salta y Corrientes.

Suborden FOLISTES

Son los Histosoles de mejor drenaje. En general es un horizonte orgánico que descansa directamente sobre la roca.

Borofolístes: Son los Folistos de climas fríos. Corresponden a los suelos orgánicos que descansan sobre el basamento rocoso en las Islas Malvinas.

Suborden HEMISTES

Son los Histosoles donde la mayor parte de los materiales orgánicos están tan descompuestos que no es posible determinar su origen. Están saturados con agua por largos períodos o en forma permanente. Solamente se ha caracterizado el Gran Grupo Borohemistos.

Borohemistos: se encuentran en las turberas de las Islas Malvinas, sobrepuertos a la roca.

Suborden SAPRISTES

Tienen los materiales orgánicos completamente disturbados por la descomposición orgánica y no es posible determinar su origen en forma directa. Se presentan en áreas donde hay una capa de agua fluctuante. Son negros, con una densidad aparente mayor de 0,2 g/cm³.

Borosapristes: tienen una temperatura media anual menor de 8°C, no están helados durante los dos meses que siguen al solsticio de verano, pero sí están congelados los primeros 5 cm durante el invierno. Se encuentran en las Islas Malvinas.

Orden INCEPTISOLES

Incluye los suelos de las regiones subhúmedas y húmedas que no han alcanzado a desarrollar caracteres diagnósticos de otros Ordenes pero poseen evidencias de desarrollo mayores que las de los Entisoles; son suelos inmaduros que tienen débil expresión morfológica. Tienen horizontes alterados que han sufrido pérdida de bases, hierro y aluminio pero conservan considerables reservas de minerales meteorizables. Se aceptan en este Orden suelos con gran variedad de rasgos morfológicos. En la Argentina se han identificado tres Subórdenes: Acueptes, Ocreptes y Umbreptes.

Suborden ACUEPTES

Se ubican en áreas planas, deprimidas e inundables con drenaje pobre y capa de agua freática cercana a la superficie por lo menos durante algún período del año. El horizonte superficial es de coloración grisácea y negra con evidencias de hidromorfismo. Algunos están mejor drenados, pero en estos casos muestran considerables tenores de sodio en el complejo de intercambio. Dentro del Suborden se han identificado los Grandes Grupos de los Fragiaceuptes, Halacueptes, Haplacueptes, Humacueptes y Criacueptes.

Fragiacueptes: presentan fragipán cementado con sílice. Se han reconocido en condiciones de drenaje no tan pobres como las definidas para los Acueptes. Se los ha identificado en la región noroeste en las provincias de Catamarca, Salta y Jujuy.

Halacueptes: son fuertemente sódicos o salino-sódicos y con efflorescencias de salinas en superficie; el contenido de sodio disminuye en profundidad. La vegetación asociada es de halófitas. Se menciona en Catamarca, Corrientes, Chaco, Entre Ríos, Formosa, Jujuy y Salta.

Haplacueptes: muestran como único rasgo diferencial un epipedón órico, indicativo de un grado de desarrollo mínimo. Se los ha reconocido en Corrientes, Chaco y Misiones.

Humacueptes: Acueptes cuyo horizonte superficial es muy rico en humus. En algunos la fracción orgánica corresponde a más de un tercio en peso del total del epipedón. Sólo se los ha ubicado en Corrientes y Neuquén.

Criacueptes: son de regiones frías (alta latitud). Ocupan ambientes mal drenados donde es frecuente la presencia de un horizonte superficial con abundante materia orgánica (histico). Se encuentran en Tierra del Fuego.

Suborden OCREPTES

Son de colores claros o parduscos, moderadamente bien drenados y de regiones templadas. Los caracteriza un epipedón órico, aunque algunos poseen horizontes superficiales bien provistos de materia orgánica. Los Grandes Grupos que existen en el país son: Criocreptes, Distrocreptes, Eutrocreptes, Fragiocreptes y Ustocreptes.

Distrocreptes: son suelos parduscos y ácidos de regiones húmedas y

muy húmedas en latitudes medias. Los materiales parentales derivan de la alteración de rocas sedimentarias o metamórficas ácidas. La saturación con bases es baja y los carbonatos se encuentran en profundidad. Aparecen en Corrientes, Misiones y Río Negro.

Eutrocreptes: de regiones húmedas y latitudes medias, se han originado a partir de sedimentos calcáreos o rocas sedimentarias básicas. Los carbonatos pueden presentarse a nivel del subsuelo o del horizonte C. En el país ha sido solamente hallado en la provincia de Misiones.

Fragiocreptes: presentan un fragipán a mediana profundidad. Es frecuente una capa de agua suspendida por encima del mismo; por esta razón, el sistema radicular es poco profundo. La reacción del suelo es normalmente ácida aunque se admite pequeños tenores de carbonato. Sólo ha sido informada su ocurrencia en la provincia de Chaco.

Ustocreptes: se presentan en las regiones subhúmedas o semiáridas. Son rojizos o parduscos, la mayoría son calcáreos a muy poca profundidad y con acumulación secundaria de carbonatos de calcio y magnesio. Se los ha identificado en Chaco, Salta y Jujuy.

Criocreptes: se encuentran en áreas frías de altas latitudes, superficialmente son oscuros y con una moderada saturación con bases o presentar una capa de materiales de origen volcánico. Se desarrollan en Tierra del Fuego.

Suborden UMBREPTES

Incluyen a los Inceptisoles ricos en materia orgánica, ácidos, bien drenados y de coloración rojiza oscura a parda de las regiones húmedas y latitudes medias a bajas. Se desarrollan en áreas de montaña con altas precipitaciones. En la Argentina se han reconocido los Grandes Grupos Crioubreptes y Haplumbreptes.

Crioubreptes: son de regiones frías de altas latitudes. Están ubicados en un paisaje cordillerano de fuertes pendientes en Tierra del Fuego.

Haplumbreptes: asociados a climas con una corta estación seca, moscando durante el resto del año buena aunque no excesiva provisión de humedad. Se encuentran en Catamarca, Chubut, Jujuy, Salta, Tucumán, Entre Ríos, Río Negro e Islas Malvinas.

Suborden MOLSOLES

Orden MOLSOLES

Los Molisoles son suelos oscuros desarrollado a partir de sedimentos minerales en climas templado-húmedos a semiáridos, aunque también se presentan en regímenes fríos y cálidos con una cobertura vegetal integrada fundamentalmente por gramíneas. La incorporación sistemática de los residuos vegetales y su mezcla con la parte mineral ha determinado un proceso de

melanización, que se ve representado en el «epipedón mólico». Otras propiedades que caracterizan a los Molisoles son: la estructura granular o migajosa moderada y fuerte que facilita el movimiento del agua y aire; la dominancia del cátasco en el complejo de intercambio catiónico, que favorece la flutuación de los coloides; la dominancia de arcillas, moderada a alta capacidad de intercambio y elevada saturación con bases.

Son utilizados por el hombre en un alto porcentaje para la producción de alimentos. Los afectan tanto la falta de humedad suficiente, crítica en las regiones secas, como las inundaciones periódicas en tierras bajas. Se obtienen en ellos los más altos rendimientos, no requiriendo cantidades significativas de fertilizantes integrales, aunque la instalación de agricultura permanente en muchos sectores de la pampa húmeda ha extraído gran parte de su dotación de nutrientes y en algunos casos, debido a la erosión, ha disminuido el espesor del horizonte superficial, aumentando además la densidad aparente del mismo. En algunos casos la acción antropica ha sido tan intensa que el horizonte mólico se encuentra en el límite de las propiedades que son requeridas para ser designado como tal.

En la Argentina ocupan casi todos los ambientes, pero son los suelos predominantes por excelencia en la llanura Chaco Pampeana. Se han reconocido todos los Subórdenes: Alboles, Acuoles, Boroles, Rendoles, Udoles, Ustoles y Xeroles.

Suborden ALBOLES

Son los Molisoles con un horizonte lavado por las fluctuaciones estacionales del nivel de agua que satura el suelo durante lapsos significativos. Ocupan áreas planas y vías de drenaje o depresiones cóncavas, que reciben el agua de partes altas del relieve circundante. En este ambiente reductor se genera el horizonte ábico, lavado, decolorado y empobrecido en nutrientes. Por debajo de él tiene lugar una sustancial concentración de arcillas y coloides húmicos (horizonte argílico o nátrico) hecho que disminuye la permeabilidad.

Argialboles: presentan concentración de arcilla y materia orgánica en el horizonte superficial además del horizonte subsuperficial argílico. Es característico el déficit de humedad en una época del año. En condiciones naturales, cuando no están anegados, son utilizados para pastoreo y en ciertos casos, al mejorar sustancialmente el drenaje, para agricultura o pasturas polífiticas. Están muy difundidos en Chaco y Corrientes, pero también se los encuentra en Buenos Aires, Catamarca, Córdoba, Jujuy, Neuquén, Salta, Santa Fe, Santiago del Estero y Tucumán.

Natralboles: son característicos el elevado contenido de sodio intercambiable y el marcado hidromorfismo. Son aptos para pasturas naturales o polífiticas cultivadas y excepcionalmente, para la producción de ciertos cultivos. No tienen una difusión areal importante en la Argentina. Se los encuentra en las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chaco, La Pampa, Santa Fe y Santiago del Estero.

Suborden ACUOLES

Se han desarrollado en áreas bajas o que reciben aguas de las partes altas, afectadas por un exceso hidrónico durante períodos prolongados (régimen acúlico). Esta circunstancia imprime al perfil características de acentuado hidromorfismo (moteados contrastantes y tonalidades grises). Reflejan las características propias de la topografía donde están localizados y su uso se ve restringido por las deficiencias en el drenaje.

Argiacuoles: tienen un horizonte Enriquecido en arcilla (argílico) y se desarrollan bajo régimen acúlico. La mayoría se encuentra en Corrientes, Misiones, Buenos Aires, Córdoba, Chaco y Entre Ríos.

Criacuoles: son los Acuoles fríos de las altas latitudes. En la Argentina no son extensos y se los ha ubicado solamente en la provincia de Chubut. Quicido en calcio (cárlico). Suelen presentarse en terrazas bajas, vías de agua, depresiones, ambientes donde el agua freática está cercana a la superficie. Se han reconocido en Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chubut y Río Negro.

Duracuoles: son los Acuoles con un duripán entre los 50 y 75 cm, el que no es atravesable por las raíces. Son aptos para ciertas pasturas con sistema radicular no profundo. Tienen muy poca difusión en el país reconociéndose solamente en Buenos Aires, Córdoba y Santiago del Estero.

Haplacuoles: se caracterizan por la presencia de un horizonte subsuperficial alterado y poco enriquecido en arcilla (cárlico); puede tener un horizonte cálico, o por ausencia de ambos, descansar directamente sobre la roca. Son aptos para pasturas y mejorando las condiciones de drenaje con obras de sistematización, pueden ser empleados para agricultura. La difusión de estos suelos es muy restringida, y se encuentran en Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chaco, Chubut, Entre Ríos, Neuquén, Santa Cruz y Santa Fe.

Natracuoles: tienen elevado contenido de sodio de intercambio en el horizonte arcilloso (nátrico). Son moderadamente difundidos ocupando áreas bajas, planas, microlomas y lomas. La vegetación está integrada por especies hidrófilas. Se usan para pasturas naturales, polífiticas adaptadas a las condiciones edáficas imperantes. Se encuentran en Buenos Aires, Córdoba, Corrientes, Chaco, Entre Ríos, Santa Fe y Santiago del Estero.

Rendoles: se han formado en regiones húmedas sobre calizas. Generalmente el epipedón mólico tiene más de 50 cm de espesor y descansa directamente sobre este material rico en carbonatos, no apareciendo otros horizontes diagnósticos. Su distribución se limita a la parte superior de los cordones conchiles correspondientes a antiguas ingestiones marinas en Buenos Aires.

Suborden UDOLES

Son los Molisoles de las regiones húmedas, que no están secos más de 90 días al año o 60 días consecutivos (régimen údico). Se encuentran en latitudes medias con temperaturas medias superiores a 8°C. Además del

epipedón mólico, presentan otros horizontes subsuperficiales alterados o enriquecidos en arcilla (horizontes cámbico y argílico). Están muy difundidos en especial en la región pampeana, donde se han desarrollado sobre los sedimentos loessicos allí presentes. Prácticamente casi todos estos suelos se encuentran bajo cultivo. De los cuatro Grandes Grupos, tres se han caracterizado en el país: Argiudoles, Hapludoles, Paleudoles.

Argiudoles: tienen un horizonte argílico no demasiado espeso o cuyo contenido de arcilla decrece rápidamente con la profundidad. El horizonte superficial es negro o pardo muy oscuro, y el horizonte argílico es parduzco. Debajo puede encontrarse un horizonte con abundante calcio y carbonatos en concreciones duras, aunque algunos no presentan calcáreo hasta gran profundidad.

En la Argentina se han desarrollado sobre los sedimentos loessicos y vegetación de gramíneas cespiosas que cubren un amplio ámbito geográfico. Incluyen los mejores suelos de la Región Pampeana; dadas sus óptimas características edáficas, son aptos para la producción de una amplia gama de cultivos: trigo, soja, maíz, girasol, papa, así como pasturas polifíticas de alto valor forrajero.

Están muy extendidos en las provincias de la Región Pampeana: Buenos Aires, Córdoba, Entre Ríos, Chaco y Santa Fe, aunque también se encuentran en sectores de las provincias del noreste como Corrientes, Misiones y Formosa y muy localizados en Santiago del Estero y Tucumán.

Hapludoles: Ustoles que generalmente tienen debajo del epipedón mólico un horizonte de alteración poco enriquecido en arcilla (horizonte cámbico). SueLEN tener abundante calcio pero los carbonatos están en concreciones duras. De buenas condiciones edáficas a excepción de una leve disminución de la capacidad de retención de humedad, son aptos para la producción de cereales y oleaginosas.

Están muy difundidos en las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Entre Ríos, Santa Fe, en menor proporción en Corrientes, Chaco, Misiones, Formosa, y en los ambientes más húmedos de Jujuy, La Pampa, Chubut, Salta, Santiago del Estero y Tucumán.

Paleudoles: rojizos, profundos, con un horizonte de alto contenido de arcilla, que decrece muy poco con la profundidad. Son aptos para la producción de granos y pasturas polifíticas. Se encuentran únicamente en las provincias de Buenos Aires y Corrientes, donde están muy localizados.

Suborden USTOLES

Son los Molisoles de clima subhúmedo a semiarido (régimen ústico) y temperaturas templadas y cálidas, se caracterizan por estar relativamente libres de los problemas de saturación. Las sequías frecuentes y las precipitaciones no regulares, determinan la magnitud de las cosechas. Además del epipedón mólico, pueden presentar diferentes horizontes subsuperficiales diagmáticos, como cámbico, argílico, nátrico, albico. En la Argentina se han definido Argiustoles, Calcistoles, Durustoles, Haplustoles, Nattustoles, Paleustoles.

Argiustoles: Ustoles que presentan bajo el epipedón mólico un horizonte argílico. Son aptos para la producción de granos y pasturas consociadas adaptadas a las condiciones climáticas imperantes. La mayoría tienen un régimen climático subhumedo o semiarido, pero algunos son marginales a los climas áridos, mientras que otros se aproximan a los climas más húmedos. Las provincias donde están más difundidos son Córdoba, Salta, Jujuy, Santiago del Estero, Tucumán, y están menos representados en Buenos Aires, Catamarca, Chaco, La Pampa, Río Negro y Santa Fe.

Calcistoles: presentan dentro de los 150 cm un horizonte cálcico que puede estar fuertemente cementado (petrocálcico). Además se encuentra calcáreo en todos los otros horizontes del suelo. Se localizan en Buenos Aires, Córdoba, La Pampa, Santa Cruz y Santiago del Estero.

Durustoles: dentro del metro tienen un horizonte cementado en forma irreversible (duripán). Son muy poco conocidos en la Argentina, encontrándose en las provincias de Chaco y Santiago del Estero.

Haplustoles: tienen, inmediatamente debajo del epipedón mólico, un horizonte rico en materiales minerales ligeramente alterados, muchos también tienen horizontes de acumulación de carbonatos o sales. Se encuentran en toda la región pampeana semiárida, donde son utilizados para la producción de granos y forrajes: Buenos Aires, Córdoba, La Pampa, San Luis, Santa Fe, Santiago del Estero, Chaco, y en las del noroeste: Salta, Catamarca, Jujuy, Tucumán, La Rioja, estando muy localizados en Formosa, Río Negro, Chubut y Mendoza.

Natrustoles: Ustoles con un alto contenido de sodio de intercambio (horizonte nátrico). Son frecuentes en las posiciones planas o cóncavas del paisaje. Son muy poco extendidos en la Argentina y se ubican en Buenos Aires, Córdoba, Chaco, Formosa y Santiago del Estero.

Paleustoles: se han desarrollado sobre superficies antiguas y estables. Presentan un espeso horizonte argílico rojizo o un horizonte petrocálcico. Se han desarrollado en el noroeste argentino: Catamarca, Jujuy, Salta y Tucumán.

Suborden XEROLES

Estos Molisoles están secos en verano por largos períodos, en el invierno la humedad se almacena en las capas más profundas. Lo más característico es que presenten en superficie un epipedón mólico delgado, seguido de un horizonte argílico o uno cámbico. Se identificaron en la Argentina los Grandes Grupos: Argixeroles, Calcixeroles y Haploixeroles.

Argixeroles: son los Xeroles que tienen un horizonte superficial muy oscuro seguido de un horizonte arcilloso relativamente delgado o cuyo contenido de arcilla disminuye rápidamente con la profundidad. Se encuentran en Neuquén, Chubut y Santa Cruz.

Calcixeroles: son los Xeroles con un horizonte cálcico. Su presencia está limitada a la provincia de Chubut.

Haploixeroles: tienen un horizonte alterado o sólo una capa de materiales débilmente alterados debajo del epipedón mólico. Se han formado sobre la delgada capa de sedimentos depositados sobre la roca. Están difundidos en Chubut, Neuquén, Río Negro y Santa Cruz.

Suborden BOROLES

Son los Molisoles de regiones frías que se encuentran en las altas montañas del oeste cordillerano. Tienen temperaturas cercanas a los 0°C.

Argiboroles: Boroles que tienen un horizonte argílico bastante superficial. Están limitados a Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego.

Crioboroles: Boroles con temperatura media anual cercana o por debajo de 0°C. Están restringidos al ambiente cordillerano de Santa Cruz y Tierra del Fuego.

Haplaboroles: Boroles de regiones no tan frías como los anteriores. Generalmente con un horizonte cámbico. Se asocian al área glacial de Santa Cruz, Chubut y Tierra del Fuego.

Orden OXISOLES

Los Oxisoles son los suelos rojos, amarillos o grises, subtropicales, que se han formado en superficies estables y antiguas. Los materiales son una mezcla de cuarzo, kaolinita, óxidos libres y materia orgánica hasta gran profundidad, por ello se toma como límite inferior los dos metros, dentro de los cuales debe hallarse el horizonte óxico. Este se caracteriza por el alto grado de meteorización, baja capacidad de intercambio canónico, bajo contenido de arcilla dispersada por agua, fuerte acidez y elevada concentración de óxidos de hierro estables. Son suelos de muy baja reserva de nutrientes y fertilidad natural, pero con la incorporación de elementos nutritivos, pueden ser altamente productivos cuando se los cultiva.

Solamente se han reconocido Oxisoles en la Argentina bajo clima húmedo donde son poco difundidos. Se han caracterizado dentro de este Orden, solamente un Suborden de los cinco que propone el sistema.

Suborden UDOXES

Estos Oxisoles están húmedos la mayor parte del tiempo, no hay más de tres meses en que pueden ser considerados «secos», según los criterios locales.

Haplodoxes: se caracterizan por su acidez y color, desde rojo oscuro hasta amarillo claro. Se incluyen dentro de los denominados «suelos rojos» de la provincia de Misiones.

Orden SPODOSOLES

Los Spodosoles son llamados «tierras blancas» en marcado contraste con las «tierras negras». Son arenas grises ácidas sobre linos arenosos oscuros. Su desarrollo es favorecido por la presencia de una cobertura vegetal de coníferas, los ácidos de este origen, transportados por el agua que se infiltría, determinan el lavado del horizonte superficial, dejando como remanen-

tes en él los granos de cuarzo. El material transportado, una mezcla oscura y armada de aluminio y materia orgánica, con o sin hierro, recubre las partículas del segundo horizonte. Este se denomina «spódico» y es diagnóstico para determinar el Orden. En la Argentina están restringidos a las altas latitudes donde tienen muy poca distribución areal.

Suborden HUMODES

Estos Spodosoles tienen un drenaje relativamente libre y presentan una moderada acumulación de carbonato orgánico e hierro en el horizonte spódico.

Criohumodes: Humodes de las altas latitudes y climas fríos. Presentan un delgado horizonte AO con acumulación de material orgánico, que descansa sobre un horizonte de color blanco y éste sobre el horizonte de acumulación de hierro y materia orgánica (spódico). Son reconocidos en Tierra del Fuego.

Orden ULTISOLES

Son suelos de latitudes medias o altas que se caracterizan por tener un horizonte que evidencia un importante incremento de arcillas silicatadas traslocadas, combinado con una baja saturación con bases (menos del 35%). En cierta época del año, cuando el balance hidrónico se hace positivo, los excesos de precipitaciones se infiltran y humedecen el sustrato, y la liberación de bases por meteorización de los minerales del suelo frecuentemente iguala a la perdida por lavado. La mayor parte de las bases son retenidas por la vegetación en la parte superficial del suelo, por lo normalmente disminuyen con la profundidad.

El aluminio extractable es alto y es frecuente la presencia de un horizonte lluvial deficiente en calcio. La baja fertilidad y saturación con bases de los Ultisoles es la mayor limitante para su uso agrícola. En razón de la dependencia en estos suelos del reciclado de nutrientes por las plantas de enraizamiento profundo, resultan aptos para uso forestal. En el país se han reconocido los Subordenes Acultes, Humultes y Udultes en las provincias de Corrientes y Misiones.

Suborden ACULTES

Poseen tonalidades grises o verdosas y corresponden con las áreas húmedas donde la freática presenta grandes fluctuaciones estacionales. Presentan un epipedón órico y un horizonte argílico. En el país se han diferenciado los Grandes Grupos de los Ocracultes y los Paleacultes.

Ocracultes: se caracteriza por el horizonte superficial claro de poco espesor seguido de un horizonte lluvial también delgado. El cambio del horizonte lluvial al lluvial se produce en forma gradual y el enriquecimiento de arcillas no ocurre abruptamente. Estos suelos se han identificado solamente en la provincia de Corrientes.

Paleacultes: poseen caracteres que implican un largo tiempo de evolución por lo que ocurren en áreas geomorfológicamente estables. El horizonte de enriquecimiento de arcillas es de gran espesor, con evidencias de hidromorfismo. Se ha encuentran en Corrientes.

Suborden HUMULTES

Son los Ultisoles con alto contenido en materia orgánica, de drenaje moderado. Las precipitaciones son altas pero existe déficit de humedad en alguna estación del año. Se presentan en áreas de pendientes moderadas o fuertes.

Kandihumultes: tienen en el horizonte argílico con predominio de arcillas de baja capacidad de intercambio; los porcentajes de arcilla se mantienen elevados hasta altas profundidades. Integran los denominados suelos «rojos» de Misiones.

Suborden UDULTES

Son Ultisoles de drenaje libre, pobres en materia orgánica, de regiones de alta pluviosidad y períodos secos de muy corta duración. La freática permanece profunda la mayor parte del año pudiendo afectar la sección inferior del perfil del suelo. Se han reconocido los Grandes Grupos: Paleudultes, Hapludultes, Kandiudultes y Kanhapludultes.

Hapludultes: El horizonte subsuperficial de acumulación secundaria de arcillas es relativamente delgado y la parte superficial del suelo es clara y pobre en humus. No presentan otros caracteres. En la Argentina se han desarrollado sobre materiales ricos en arenas en Corrientes.

Paleudultes: poseen en la fracción fina del horizonte lluvial muy pocos minerales meteorizables y una concentración de arcillas que no disminuye significativamente con la profundidad. Los Paleudultes se han reconocido en Corrientes.

Kandihudultes: Udultes que tienen un horizonte con predominio de arcillas con baja capacidad de intercambio, son altamente arcillosos en profundidad. Forman parte de los denominados «suelos rojos» misioneros.

Kanhapludultes: es característica la presencia de un horizonte con arcillas de baja capacidad de intercambio. Se ubican en el área de los «suelos rojos» de la provincia de Misiones.

Orden VERTISOLES

Este Orden abarca los suelos muy ricos en arcillas expandidas por lo cual se agrietan fuertemente la mayoría de los años durante la estación seca. Poseen alta densidad, agregados cuneiformes y caracteres estructurales que resultan de los desplazamientos (contracción y expansión interna). Existe un conjunto de rasgos que si bien no son taxonómicamente definitorios, se presentan con frecuencia tales como una fuerte estructura granular en la porción

superior del suelo; microrelieve ondulado (gilgai); pocas evidencias de meteorización o de eluviaciόn; ser extremadamente plásticos cuando están húmedos, complejo de intercambio dominado por calcio o calcio y magnesio y coloraciones neutras u oscuras.

El uso y manejo de los Vertisoles está condicionado por la riqueza y naturaleza de las arcillas y la consecuente baja permeabilidad cuando están húmedos; sin embargo, las primeras lluvias después de la estación seca llegan a infiltrar en el suelo a través de las grietas.

En la Argentina los Vertisoles reconocidos se encuentran en regiones con diferentes condiciones de humedad; húmedas, semiáridas y áridas, estas diferencias permiten caracterizar los Subórdenes Udertes, Xerertes y Torretes.

Suborden UDERTES

Vertisoles que están húmedos la mayor parte del año; la estación seca es relativamente corta y las grietas están abiertas por períodos menores a tres meses al año. En el país se han diferenciado dos Grandes Grupos Cromudertes y Pelludertes, ambos asociados a paisajes ondulados a planos de la región litoral, y en condiciones térmicas templadas.

En la versión del Soil Taxonomy de 1996 estos Grandes Grupos no están contemplados debido a profundas modificaciones que se realizaron en el Orden, no obstante se describirán tal como se presentaron en el «Atlas de Suelos» para hacer más comprensible su interpretación.

Cromudertes: se diferencian de los Pelludertes por su color dominante pardusco. En la sección inferior del perfil pueden presentar moteados indicativos de hidromorfismo, ya que las posibilidades de oxigenación son muy pobres cuando las grietas están cerradas. En la Argentina se han reconocido en Corrientes y Buenos Aires.

Pelludertes: presentan coloración negra o gris oscura en la parte superior del perfil. Se presentan en áreas planas o depresiones de Entre Ríos, Buenos Aires y Corrientes.

Suborden XERERTES

Vertisoles desarrollados en climas de inviernos fríos y húmedos y veranos calientes y secos (régimen xérico). Tienen grietas que se abren y cierran regularmente cada año, y permanecen abiertas durante los dos o tres meses que siguen al solsticio de verano. En la Argentina sólo se ha reconocido el Gran Grupo Pelloxerertes.

Pelloxerertes: son de color gris a negro los primeros 30 cm y están localizados en Neuquén.

Suborden TORRERTES

Vertisoles de climas áridos; las grietas permanecen abiertas durante el año o cerradas menos de sesenta días consecutivos. Estos suelos han sido localizados en Río Negro.

Bibliografía de apoyo

- MOSCATELLI, G. 1991. "Los Suelos de la Región Pampeana en "El Desarrollo Agropecuario Pampeano". INDEC-INTA-IIICA-Grupo Editor Latinoamericano EMECE editores. pp.: 11-27.
- SAGYP - INTA ,Proyecto PNUD ARG/85/019. 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina.
- USDA, 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for working and interpreting soil surveys. Soil Conservation Service, Agriculture Handbook Nº 436. Washington, EE.UU.
- USDA, 1998. Keys of Soil Taxonomy, pp 326, Eighth Edition Natural Resources Conservation Service,
- USDA, 1999. Soil Taxonomy. Second Edition. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Natural Resources Conservation Service, Agriculture Handbook Nº 436. Washington, EE.UU.

Cartografía de Suelos

10

CARTOGRAFÍA DE SUELOS.

Una herramienta indispensable

para la agronomía

Temario

1. Introducción: referencia sintética y conceptos básicos
2. Tipos de mapas
 - 2.1 Mapas topográficos o generales
 - 2.2 Mapas temáticos o específicos
3. Elementos básicos de un mapa
 - 3.1 Coordenadas geográficas
 - 3.2 Escala
 - 3.3 Relieve
4. Metodología de trabajo para realizar una carta de suelos
 - 4.1 Contenido
 - 4.2 Materiales utilizados
 - 4.3 Cálculo del número de observaciones a realizar a campo
 - 4.4 Criterios para evaluar la calidad de un mapa de suelos
5. Descripción de un Dominio Edáfico,
Unidades Cartográficas
 - 5.1 Unidades cartográficas compuestas
 - 5.2 Ejemplos de uso de la cartografía en la Argentina

CARTOGRAFÍA DE SUELOS

Una herramienta indispensable para la agronomía

Ing.Agr. Olga S. Hernández y Prof. Nilda M. Arriaga

OBJETIVOS

- Este capítulo proporciona las herramientas básicas para la interpretación de los mapas de suelos, visualizar los distintos sistemas y optimizar la planificación del uso de la tierra.

1. Introducción

La cartografía o trazado de mapas es un conjunto de técnicas y una materia de estudio académico.

Un mapa es la representación de un área geográfica, que suele ser una porción de la superficie de la tierra, dibujada o impresa en una superficie plana. Habitualmente contiene una serie de símbolos aceptados universalmente que representan los diferentes elementos naturales, artificiales o culturales del área que delimita el mapa.

Hasta la década de los años 70 la disciplina cartográfica trataba esencialmente el aspecto económico del inventario de los recursos naturales. En la actualidad tiene mayor importancia la evaluación del efecto del hombre sobre el medio ambiente ya que la población se interiorizó en comprender el efecto del impacto antropólico sobre los recursos naturales, entre ellos, el suelo.

El uso de los recursos cartográficos se fue generalizando y los tópicos más estudiados son: recursos geológicos y mineros, geomorfología, clima, hidrología, suelos, vegetación, fauna y distribución de enfermedades.

2. Tipos de mapas

Los mapas pueden utilizarse para diferentes fines y por esta razón se desarrollaron varios modelos de los cuales en esta oportunidad se seleccionaron dos: topográficos y temáticos.

2.1 Mapas topográficos o generales

Una apreciación de las formas individuales del relieve y de los conjuntos de los paisajes es fundamental para la interpretación correcta de los mapas topográficos.

El tipo básico de mapa utilizado para representar áreas del terreno es el mapa topográfico. Estos señalan los elementos naturales del área analizada y también ciertos elementos artificiales, humanos o culturales, como son las redes de transporte y los asentamientos de población. También indican fronteras políticas, representadas por los límites de las ciudades, de las provincias o de los estados.

Debido a la gran cantidad de información que tienen se utilizan a menudo como mapas generales de consulta.

2.2 Mapas temáticos o específicos

Los mapas de uso corriente dentro de los temáticos o específicos son: los mapas políticos, que grafican sólo las ciudades y las divisiones políticas o administrativas sin rasgos topográficos; los mapas geológicos que detallan la estructura geológica de un área y el período aproximado de su origen y los mapas de usos del suelo, entre muchos otros. Algunos están restringidos a una función especial, por ej., las cartas de navegación marítima (náuticas) y las cartas de navegación aérea (aeronáuticas).

Especialmente útil es el mapa en relieve, que es una representación tridimensional del terreno referida a un espacio geográfico, suelen moldearse en arcilla o yeso. Para realizar el relieve, la escala vertical de estos mapas es muy superior a la escala horizontal; son utilizados comúnmente en planificación militar y en ingeniería.

3. Elementos básicos de un mapa

Para que un mapa pueda contener gran cantidad de información de fácil lectura debe emplearse un sistema de símbolos.

Muchos de éstos se utilizan con tanta frecuencia, que se han convertido en símbolos aceptados universalmente y resultan fácilmente comprensibles. De este modo, las ciudades y los pueblos se señalan con puntos o superficies sombreadas, los cursos y las masas de agua suelen imprimirse en azul y las fronteras políticas se representan, generalmente, mediante franjas de colores o líneas discontinuas.

Un cartógrafo —denominación que se da a los profesionales encargados de realizar los mapas— puede, sin embargo, concebir una gran variedad de símbolos que se adecuen a las diferentes necesidades.

Puede marcar un punto (.) como símbolo de la presencia de 10.000 cabe-

zas de ganado o puede utilizar dos picos o martillos cruzados para señalar la localización de una mina.

En las leyendas de los mapas se definen los símbolos utilizados con signos convencionales.

3.1 Coordenadas geográficas

Con el fin de localizar un elemento en un mapa o describir la extensión de un área, es necesario basarse a las coordenadas geográficas del mismo y estas se refieren concretamente a los meridianos (*longitud*) y a los paralelos (*latitud*).

Por acuerdo internacional, la *longitud* se mide hasta 180° E y hasta 180° O a partir del 0°, en el meridiano de referencia que pasa por Greenwich (Inglaterra).

La *latitud* se mide hasta 90° N y hasta 90° S a partir del 0 establecido en el Ecuador.

Ejemplos nacionales

Localidad	Latitud	Longitud
Buenos Aires	34° 36' S	58° 22' O
Pergamino	34° 21' S	60° 52' O
Ushuaia	54° 47' S	68° 18' O
La Quiaca	22° 06' S	65° 36' O
Comodoro Rivadavia	45° 33' S	67° 23' O
Posadas	27° 24'S	55° 54' O

La localización de un punto en el mapa puede definirse con precisión por los grados, minutos y segundos de latitud y longitud. Los mapas están orientados de tal manera que, generalmente, el norte verdadero ocupa la parte superior de la lámina, donde a menudo se representa una rosa de los vientos y una de sus flechas señala el polo magnético.

En la actualidad el conocimiento de la posición exacta de las coordenadas geográficas es posible a través del uso del Sistema de Posicionamiento Global o GPS, su aplicación en la agricultura permite lograr exactitud en la siembra o aplicación de herbicidas y realizar mapas de riesgo ambiental, entre otros usos.

Un Sistema de Información Geográfica (SIG) es un sistema informático que sintetiza, analiza y representa muchos tipos diferentes de datos geográficos georreferenciados de una forma comprensible y permite la realización de mapas temáticos.

3.2 Escala

La relación entre la distancia de dos puntos de la tierra y la distancia de los puntos que se corresponden con ellos en el mapa se denomina ESCALA.

La escala numérica se representa en cifras: 1:100.000 indica que una unidad medida en el mapa, por ejemplo 1 cm representa 100.000 cm en la superficie terrestre (también se puede expresar 1 cm representa 1 km).

En la mayoría de los mapas se indica la escala en el margen y muchas veces, viene acompañada de una escala gráfica lineal que es, un segmento dividido, que muestra la longitud sobre el mapa de las unidades terrestres de distancia. Normalmente, el extremo de la barra presenta una subdivisión para que el usuario pueda medir las distancias con mayor precisión.

Las escalas que se utilizan en los mapas varían mucho, estableciéndose relaciones desde 1:5.000.000/1:1.000.000 considerada *muy pequeña/pequeña* hasta escalas tan grandes como 1:10.000 ó 1:5.000.

La pequeña escala suele utilizarse en niveles elevados de generalización o simplificación, la información que brinda es sumamente imprecisa, los mapas temáticos se realizan en este nivel y el posicionamiento del elemento no es tan importante.

La gran escala, llamada también detallada, se usa en aquellos casos donde se requiere una información precisa del área, con un fin específico, estos mapas brindan mucha información al usuario. En agronomía se utilizan para realizar mapas de uso de la tierra a *nivel/predial*.

Ejemplos:

- 1:5.000.000, es una **escala muy pequeña**, permite conocer la **distribución geográfica global** de los suelos, biomas o climas que existen en el mundo, es muy general y de tipo esquemático, compila información indirecta, no da respuesta al usuario que quiere utilizar esta información para proyectos de ejecución y menos aún para actuar al nivel de explotación agropecuaria.
- 1:1.000.000 / 1:500.000 (**escala muy pequeña/pequeña**), tipo de mapa **esquemático o exploratorio**, en estas escalas se han realizado los Atlas de suelos de la República Argentina y de la provincia de Buenos Aires respectivamente.
- 1:50.000, (**escala mediana**), tipo de mapa **semidetallado**, es la que habitualmente se utiliza para realizar las Cartas de Suelos, ejemplo: La carta de suelos de Pergamino, si bien abarca un área grande, su información es útil para conocer los tipos de suelos que existen en esa ciudad.
- 1:25.000 (**escala grande**), tipo de mapa **detallado**.
- 1:10.000 ó 1:5.000 (**escala muy grande**), tipo de mapa **muy detallado** y se utiliza generalmente al nivel predial, para realizar los mapas de suelos de un establecimiento agrícola.

Cuando se desea hacer una planificación local no se utilizan los mapas a pequeña escala pero si se generaliza el uso de mapas a escala 1:25.000.

Cuadro N° 1. Metodología de trabajo y escalas de mapas

Grado de actuación	Tipo de mapa (FAO, 1979)	Finalidad	Metodología básica de trabajo	Escala mapa a elaborar (orientativo)
Fundamental	Exploratorio — Síntesis	Inventario general de exploratorios. Determinar las posibilidades de desarrollo, estudios posteriores requeridos o áreas idóneas para un desarrollo específico.	Compilación de información. Información indirecta. Inferencia.	12.000.000
*Generalizado	Síntesis	Planiificación regional. Localización de proyectos de desarrollo	Examen de grandes áreas en poco tiempo. Información preexistente. Transectos rápidos. Definición de condicionantes para el desarrollo: críticos y relevantes.	12.000.000 a 1.500.000
Estudio	Reconocimiento — Baja	Estudios de previabilidad. Localización de proyectos. Planificación local. Estudios integrados. Determinación de áreas de desarrollo prioritario y aquellas sólo adecuadas para agricultura no intensiva o pastos.	Transectos rápidos. Teledetección, principalmente, cubriendo toda el área. Fisiografía. Prospección en campo, si es posible mediante transectos. Información preexistente. Identificar los principales condicionantes y áreas con riesgos o baja potencialidad.	1.750.000 1:250.000
Semidetallado	Mediana	Evaluación económica. Estudios de viabilidad de alternativas. Implementar programas de desarrollo.	Teledetección combinada con una prospección de campo importante.	1:100.000 a 1:25.000
Elevado	Detalizado — Alta Muy detallado — Muy alta	Diseño y redacción de proyectos concretos. Planes de conservación de suelos. Estudios a nivel de finca. Estudios espaciales para planificación. Fincas experimentales.	Prospección de campo, principalmente. Apoyo limitado de fotointerpretación. Establecimiento de una malla para una prospección sistemática, o transectos sistemáticos.	1:25.000 a 1:10.000 a > 1:5.000 a > 1:1.000

3.3 Relieve

Las variaciones de altitud de las colinas y montañas, así como las profundidades de los valles y gargantas, tal y como aparecen en un mapa topográfico, definen el relieve.

En los mapas antiguos se señalaban a menudo de forma pictórica, por medio de dibujos a las montañas y valles, pero era un método con muy poca

precisión y con el tiempo se sustituyó por el sistema de curvas de nivel, estas curvas son líneas que unen puntos que tienen una misma altitud.

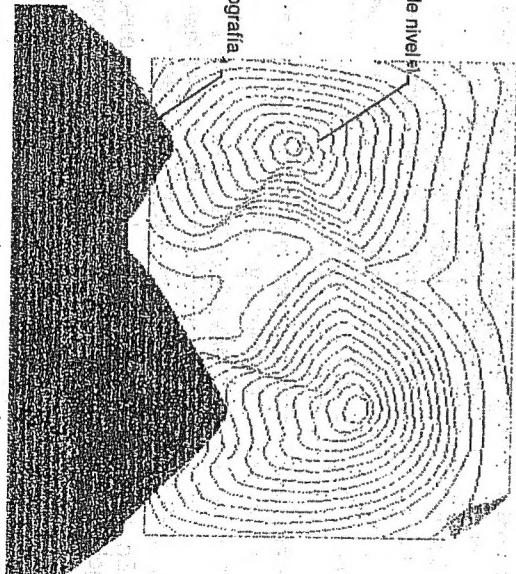
El intervalo entre las curvas de nivel que se seleccione debe ser uniforme o equidistante y se determinará en función del objetivo del mapa, la superficie a cubrir, la disponibilidad de datos y la escala. Cuando las curvas de nivel están muy próximas indican la presencia de una pendiente abrupta.

Existen otros métodos para representar el relieve, como el uso de las tintas hipsométricas, colores, tramas y el sombreado. Cuando para este fin se usan colores, se selecciona una serie graduada de tonos para colorear áreas de una faja altitudinal semejante; así, por ejemplo, los terrenos con una altitud entre 0 y 100 m pueden colorearse con un tono verde suave, todos los terrenos con una altitud comprendida entre 100 y 200 m con una sombra más oscura y así sucesivamente.

Las tramas o rayados perpendiculares se utilizan para señalar pendientes más abruptas, los trazos de las rayas se hacen más gruesos y se dibujan más próximos entre sí. A menudo, se rayan o sombrean sólo las pendientes orientadas al sureste, con lo que se consigue el efecto de una vista a vuelo de pájaro del área iluminada por la luz desde el noreste.

Aunque los sombreados o los rayados dibujados con gran esmero no proporcionan información sobre las altitudes, pueden interpretarse más fácilmente que las curvas de nivel y muchas veces, se utilizan junto a éstas para dar una mayor claridad al mapa.

Mapa Topográfico



4.2 Materiales utilizados para la confección de una carta de suelos

Se utilizan foto cartas 1:50.000, cartas topográficas, planchetas ú hojas del IGM (Instituto Geográfico Militar) y para el Atlas de la República Argentina se utilizan cartas aeronáuticas, mapas básicos políticos y vías de comunicación, fotogramas e imágenes satelitales.

Figura 1

4. Metodología de trabajo para la confección de una carta de suelos

4.1 Contenido de una carta de suelos

El primer paso en la elaboración de una carta de suelos, consiste en la recopilación de la información existente, por ej. rasgos fisiográficos del área, condiciones climáticas y agroclimáticas, vegetación y uso actual de la tierra.

Se identifican los Grandes Grupos de Suelos y Subgrupos de los suelos más representativos.

Luego se señalan los rasgos distintivos de las principales características de las series de suelos y las fases halladas en el área.

El criterio para seleccionar la serie se refiere al suelo donde la misma está mejor representada o fue primitivamente estudiada y generalmente tiene el nombre de un lugar importante de la zona.

Se deben señalar las características internas y externas de cada serie, la posición que ocupa en el paisaje y el tipo de relieve en que se encuentra, una vez descripto el suelo, se da información sobre su clasificación y uso potencial o su aptitud para el uso señalando las limitaciones que ofrece en su estado natural.

Se determinan las Unidades Cartográficas y se hace una guía de las mismas, donde se consignan las superficies y los porcentajes correspondientes a cada una de las series, fases, asociaciones o complejos de suelos registrados.

Posteriormente, en función a las estimaciones de rendimiento se obtiene una medida del grado de productividad de las unidades cartográficas más importantes. Se clasifica a las tierras por su capacidad de uso, se hace un inventario de las necesidades de manejo y conservación.

Por último, se confecciona un glosario de términos técnicos, la bibliografía utilizada y los índices de figuras y cuadros.

En la actualidad con los datos georreferenciados obtenidos, se conforma una base de datos y utilizando un software adecuado con una mesa digitalizadora se diseñan los mapas utilitarios (de uso de la tierra, unidades taxonómicas, vulnerabilidad o riesgo ambiental, producción, etc.).

En la Figura 1 se pueden apreciar las curvas de nivel equidistantes y la representación gráfica de la topografía del lugar.

Es necesario luego de utilizar toda la información disponible corroborar a campo con la descripción de calicatas y sondeos de observación los límites previamente delineados en el trabajo de gabinete.

4.3 Cálculo del número de observaciones a campo

Cuanto mayor sea la escala de trabajo se debe seleccionar un número superior de observaciones a campo. Una densidad aceptable para elaborar un mapa es considerada 0.5 observaciones/cm². Una densidad superior resulta antieconómica.

La densidad de observaciones necesarias (dan) puede determinarse de la siguiente forma:

$$D_n = 4/Kn^2$$

donde:

n = escala del mapa/10.000

K = eficiencia edafológica

• K ≈ 1, si la masa vegetal arbórea dificulta la observación de la superficie del terreno.

• 5 < K < 10, áreas cultivadas de las zonas templadas

• K = 20, si el relieve es ondulado en áreas sin cubierta vegetal y depende de la información disponible en las fotos aéreas existentes.

El valor predictivo de un mapa aumenta a medida que la escala es más grande.

4.4 Criterios para evaluar la calidad de un mapa de suelos

El criterio de confiabilidad y precisión de la calidad de la calidad de la información contenida en el mapa, se establece de acuerdo al detalle con que se representa la información (escala), a la posibilidad de realizar predicciones y a la claridad en la expresión o significado de la leyenda.

La calidad de un mapa de suelos puede expresarse por medio de un índice, por ejemplo, el Índice de Calidad, que se expresa de la siguiente manera:

$$IC = \frac{2Pa + Pna}{75E \sqrt{SU}}$$

donde:

Pa = número de perfiles analizados

Pna = perfiles analizados parcialmente (sondeos)

E = escala del mapa

U = unidades cartográficas establecidas

Los valores del índice para una escala 1:25.000 son:

IC < 70: calidad insuficiente

70 < IC < 120: calidad aceptable

IC > 120: calidad excelente

5. Descripción de Dominio Edáfico, Unidades cartográficas

El Dominio Edáfico puede definirse como regiones donde predominan determinados subgrupos de suelos (generalmente 2 excepcionalmente 1 ó 3). Este concepto apunta a disponer en un mapa de escala pequeña y a grandes rasgos la distribución de los principales subgrupos en un área de estudio.

La unidad cartográfica está representada en un mapa por todas las delimitaciones de suelo que tienen la misma significación.

La unidad cartográfica puede ser simple o compuesta, la simple es la de mayor interés, para estudios agronómicos.

Cuando el modelo de distribución del suelo es muy complicado sólo se podrán delimitar unidades cartográficas compuestas.

Los dominios edáficos tienen subdivisiones que pueden comprender: asociaciones, asociaciones o complejos de subgrupos de suelos y sus fases.

Cada superficie que represente a la misma unidad cartográfica se identifica con el mismo color, símbolo y nombre.

Por ejemplo: en la Serie Los Leones el símbolo es LL, Serie Las Gamas: LG, Serie Lima: Li, tienen números cuando hay alguna fase dentro de la serie, por ej. Serie Pergamino (Pe) en su fase llana el símbolo es Pe.

En un mapa detallado una unidad cartográfica puede corresponder a una sola unidad taxonómica, se excluirán otros taxones por no haber espacio para representarlos gráficamente por su escasa presencia.

Una lista organizada de unidades cartográficas constituye la leyenda del mapa.

Para establecer las unidades cartográficas de un mapa de suelo se deben seleccionar propiedades relevantes por ej. pendiente, geomorfología,

D.E.: Suelos dominantes	Subunidad geomorfológica	Unidad geomorfológica
1 Hapludol lítico	Escalado Roca y Loess delgado	Sierras
2 Argiudol típico somero Argiudol típico somero Argiudol típico somo o inclin.	Pedemonte ondulado Loess sobre tosca	Mesetas
3 Haplustol líptico Haplustol lítico	Planicies disectadas Loess sobre tosca	
4 Torfamiento ústico Ustiparmos típico	Altarrizado Arenas y rodados	
5 Haplargid típico Haplustol árido	Suavemente ondulado Arenas finas	
6 Calcicidot típico Haplargid lípico	Planos, Arenas y limos sobre rodados	
7 Argiudol várlico		Ondulado
8 Argiudol típico		Loess espeso
9 Natracuol típico Cromudol típico		
10 Argabtol apálico Argiudol típico		Llanuras
11 Argiudol éctico Hapludol tapto-ártico		Continentales
12 Argiudol típico Argiudol típico somero	Suavemente ondulado	
13 Argiudol típico Argiudol típico somero	Loess sobre tosca	
14 Haplustol éctico Hapludol éctico somero	Piano, Arenas sobre tosca	
15 Hapludol tapto-ártico		Medanos
16 Hapludol éctico Hapludol típico		
17 Hapludol tapto-ártico Hapludol lípico		Arenas finas
18 Hapludol tapto-ártico Hapludol éctico		
19 Hapludol éctico Hapludol tapto-ártico		Plano cónvexo
20 Hapludol éctico Hapludol tapto-nártico Hapludol tapto-ártico		Lagos y arrecifes
21 Natracuol lípico Fragacuall lípico		
22 Natracuol lípico Hapludol tapto-nártico Hapludol tapto-ártico		Llanuras
23 Argiudol típico somero Natracuol lípico muy somero		Litorales
24 Natracuol lípico Hapludol tapto-nártico Natracuall lípico		Delta
25 Pelliudert lípico	Plano cónvexo, Arcillas	
26 Ustifluvente éctico	Plano cónvexo, Arenas	
27 Ustipsamento típico Cuarzipsamento típico	Muy ondulado (dunas) Arenas medias	
28 Natracuol lípico Fluvaciument lípico	Plano cónvexo, Arenas, limos y arcillas	
29 Haplacuol hístico Haplacuol ártico	Plano, Arenas, limos y arcillas	
30 Haplustol éctico Ustortol lípico	Plano cónvexo Arenas calcáreo-salinas	Depresión lacunar

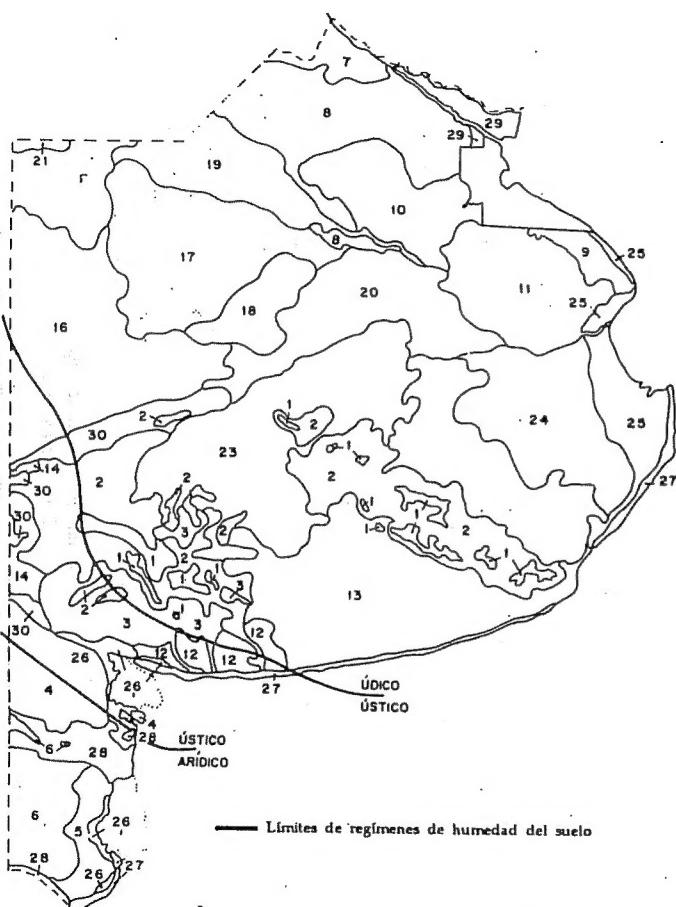


Figura 2: mapa de Dominios Edáficos de la Pcia. de Buenos Aires

frecuencia de inundación, todas estas incluidas en las propiedades del paisaje. En cuanto a las propiedades del suelo se deben observar, la roca madre, morfología del perfil y drenaje.

• Asociación de Suelos: es una unidad cartográfica donde se agrupan suelos diferentes asociados entre sí en el paisaje, que no se separan en unidades puras por razones de escala, pero al agrandarla se pueden diferenciar.

• Complejo de Suelos: agrupación compuesta por suelos diferentes pero en general no asociados con el paisaje se encuentran muy entremezclados y es muy difícil separarlos como unidades puras aunque se agrande la escala.

Tomando como referencia la escala 1:25.000 se pueden definir las siguientes unidades cartográficas simples:

- Serie de suelos
- Fase de suelos

Variante de suelo (suelos cuyas propiedades son lo suficientemente distintas a la serie establecida para tener influencia en la utilización), podría justificar entonces el nombre de una nueva serie pero no alcanza la dimensión de la misma (800 ha).

6. Ejemplos de uso en la Argentina

- Atlas de Suelos de la República Argentina. Mapas provinciales (Buenos Aires, La Pampa, Córdoba, Corrientes, Chaco, Neuquén, Río Negro, Santa Fe, Entre Ríos), escalas 1:1000.000 ó 1:50.000.
- Cartas de suelos (Buenos Aires, Chaco, Entre Ríos, Santa Fe, Córdoba y algunos sectores de otras provincias), escala 1:50.000.
- Mapas hidrogeológicos, escala 1:50.000.
- Cartografía ambiental (involucra un sinúmero de cartas).
- Uso de la cartografía para el Diagnóstico de la degradación del ambiente.
- Cartas de suelos para evaluación del potencial forestal de las tierras.
- Uso de cartas de Suelos para determinar la Aptitud de las tierras para Riego complementario.

Agradecimientos

Ing. Agr. Chiara Movia por su colaboración con el material didáctico.
Ing. Agr. R. Martha Palma por la revisión del texto.

Bibliografía de apoyo

- INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR.** 1971. General San Martín, Prov. de Buenos Aires, Santa Fe, Entre Ríos, Escala 1:500.000, I.G.M., Buenos Aires, Hoja 3560.
- INTA-SAPyA.** 1998. Suelos II, "Utilización de la información de suelos para el uso sustentable de las tierras", pp. 108.
- INTA.** 1978. Carta de Suelos de la República Argentina, Hoja 3363-17, Marcos Juárez, ISAG, Buenos Aires, pp. 30.
- INTA-SAPyA.** 1996. Suelos- Utilización de la Cartografía para el uso sustentable de las tierras, Tomo I, pp. 117.
- MOSP.** 1984. Mapa Hidrogeológico de la República Argentina. Escala 1:1.000.000, Hoja 10, Río Quinto, Córdoba, Argentina, pp.25.
- PORTA CASANELLA, J., M. LÓPEZ-ACEVEDO, REGUERÍN, C., ROQUERO DE LABURU.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundiprensa, Madrid, pp.807.
- SAGyP-CIRN-INTA.** 1990. Atlas de suelos de la República Argentina. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000, Tomo VII.
- THORNBURY, W. D.** 1960. Principios de Geomorfología. Editorial Kapeluz, pp.627.

Esta edición se terminó de imprimir
en el mes de junio de 2007

Orientación Gráfica Editora SRL
Gral. Rivas 2442 - C1417KFD Buenos Aires - Argentina
Tel/Fax (011) 4501-5427 / 4504-4851
sergiowaldman@yahoo.com.ar
www.orientaciongrafica.com.ar

Este trabajo fue elaborado con base en la legislación vigente en materia de derechos de autor.
2007. Los derechos reservados. No se permite la explotación económica ni la transformación
ni la difusión de esta obra sin la autorización escrita del autor o editor.